UNIVERSITY
OF
TORONTO
LIBRARY

E. Haselhoff und E. Blanck

Lehrbuch der Agrikulturchemie

Lehrbuch der Agrikulturchemie

herausgegeben von

Professor Dr. E. Haselhoff und **Professor Dr. E. Blanck**
Direktor der landwirtschaftlichen Versuchsanstalt in Harleshausen
Direktor des agrikulturchemischen und bodenkundlichen Instituts der Universität Göttingen

LIBRARY UNIVERSITY OF TORONTO

III. Teil

Bodenlehre

von

Dr. E. Blanck
ordentl. Professor und Direktor des agrikulturchemischen und bodenkundlichen Instituts der Universität Göttingen

Mit 3 Textabbildungen

225190
13.9.28

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12a
1928

Alle Rechte,
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten
Copyright 1928 by Gebrüder Borntraeger in Berlin

Druck von E. Buchbinder (H. Duske), Neuruppin

Germany

Vorwort

Der dritte Teil unseres Lehrganges der Agrikulturchemie bringt im vorliegenden die Lehre vom Boden zur Darstellung. Auch hier ist keine erschöpfende Wiedergabe des Gesamtstoffes beabsichtigt, sondern nur die Hervorhebung der charakteristischen Züge dieser wissenschaftlichen Disziplin angestrebt worden. Dabei ist der allgemeine Teil gegenüber dem speziellen Teil etwas bevorzugt worden, und zwar ist dies aus dem Grunde geschehen, weil es galt, nicht nur ein in sich abgeschlossenes Bild der Bodenlehre vom Gesichtspunkt ihrer Selbständigkeit zu entwerfen, sondern um auch besonders dem Studierenden der Landwirtschaft vor Augen zu führen, daß der Boden nicht lediglich als ein Objekt, das ausschließlich den Zwecken der Landwirtschaft zu dienen hat, angesehen werden darf, sondern von einer höheren Warte aus als allgemeines Naturobjekt zu erfassen und zu bewerten ist.

Die einschlägige Literatur ist nur soweit berücksichtigt worden, als sie für den Studierenden ohne Mühe zu erreichen und zu benutzen ist.

Bei der Ausarbeitung des Sachregisters, sowie bei den Korrekturen haben mich auch diesmal die Herren Privatdozent Dr. F. Giesecke und Dr. H. Keese freundlichst unterstützt, wofür ich ihnen meinen wärmsten Dank ausspreche.

Göttingen, im Februar 1928.

E. Blanck

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung: Begriff und Wesen des Bodens und der Wissenschaft vom Boden . . 1

1. Teil. Allgemeine Bodenlehre

Kapitel 1. Die Bodenkunde in ihrer Beziehung zur Geologie 14
„ 2. Was ist Verwitterung? 27
„ 3. Die Arten der Verwitterung, ihr Zustandekommen und ihre Wirkungen 38
„ 4. Die Mineral- und Gesteinskörper als Ausgangsmaterial für den stofflichen Aufbau des Bodens 51
„ 5. Die Abhängigkeit der Verwitterung und Bodenbildung vom Klima . 78
„ 6. Die Entstehung der Ortsböden im Gegensatz zu der der klimatischen Bodenzonen 104

2. Teil. Spezielle Bodenlehre

Kapitel 1. Der Boden als Pflanzenproduktionsfaktor und der mechanische (physikalische) Aufbau des Bodens 111
„ 2. Das Verhalten von Wasser, Wärme und Luft zum Boden 135
„ 3. Die chemische Beschaffenheit des Bodens und die sich davon als abhängig erweisenden Erscheinungen 158
„ 4. Der Boden in biologischer Hinsicht 184
Schlußwort 193
Autorenregister 195
Sachregister 198

Einleitung

Begriff und Wesen des Bodens und der Wissenschaft vom Boden

Wohl das Alltäglichste, was dem Menschen auf dem Erdenrund begegnet, was er täglich vor Augen und unter den Füßen hat, ist der Boden. Denn wo sich der Mensch auch nur auf dem Festlande befinden möge, oder wohin er seine Schritte lenkt, stets ist es der Boden, der ihn trägt, und selbst auf dem Grunde des Meeres, der Seen, Flüsse und Gletscher, wenn auch dem sehenden Auge unmittelbar entzogen, dehnt sich der Boden in unendlicher Weite aus.

Demnach kommt dem Boden wie kaum einem anderen Gebilde auf der Erde eine umfassende Allgemeinheit von derartiger Größe zu, daß er dem Menschen nicht nur als etwas Selbstverständliches, Naturnotwendiges erscheint, sondern geradezu als Ausdruck alles Beständigen gilt. So verbindet man denn auch nicht umsonst mit dem Wort Boden etwas grundsätzlich Vorhandenes oder Bestehendes, wie dieses z. B. in den bekannten Redewendungen vom „Grund und Boden", von der „im Boden wurzelnden Kraft", von den „auf dem Boden feststehender Tatsachen stehenden" Dingen und dergl. mehr zur Wiedergabe gelangt. Der Boden ist uns, wir dürfen es wohl mit Recht sagen, das Sinnbild alles Feststehenden, des Ruhenden, wie überhaupt die Grundlage alles Geschehens auf der Erde.

Bei einer derartig fundamentalen Bedeutung des Bodens für den Menschen, die sich sogar in besonderen Fällen, man denke z. B. an die Landwirtschaft, noch viel deutlicher zu erkennen gibt, sollte man annehmen, daß die Kenntnis von der Natur des Bodens, von seiner Beschaffenheit, seiner Entstehung, seinem Nutzen und dergl. mehr Allgemeingut der Menschheit geworden sei. Aber wir dürfen wohl sagen, daß der Mensch im allgemeinen an nichts achtloser und gleichgültiger vorübergeht als am Boden, und daß dementsprechend eine Vorstellung vom Wesen des Bodens entweder gar nicht vorhanden oder doch nur sehr oberflächlich ausgebildet ist.

Wir werden uns daher zunächst die Frage vorzulegen haben, was ist der Boden? Die richtige, kurzgefaßte Antwort dafür zu finden, ist aber durchaus nicht leicht, denn es erscheint kaum möglich, Zusammen-

setzung, Eigenschaften, Herkunft sowie Beziehungen des Bodens zu anderen Naturkörpern wie ferner seine mannigfaltigen Benutzungsmöglichkeiten mit wenigen Worten wiederzugeben. Es liegt eben in der Eigenart des Bodens begründet, daß es nur schwierig gelingt, alle seine Eigentümlichkeiten, die sein ganz besonderes Wesen bestimmen und ausmachen, zu einem einheitlich, kurzgefaßten Begriff, der auch nur annähernd allen Anforderungen gerecht zu werden imstande ist, zu verschmelzen. Zieht man ferner noch in Rücksicht, daß der Boden kein abgeschlossenes Gebilde darstellt, sondern ständigen Veränderungen unterworfen ist, und daß auch das in ihm vorhandene und sich betätigende organische Leben für seine Wesensart von tiefeinschneidender Bedeutung ist, so wird man sich des Eindrucks nicht verschließen können, im Boden ein Gebilde von ausnehmend vielseitiger Natur vor sich zu haben, das naturgemäß von sehr verschiedenen Seiten aus zu betrachten und zu behandeln sein wird. Dies haben denn auch alle sich mit diesem Problem bisher beschäftigenden Forscher anerkannt, sei es, daß sie den Boden von rein wissenschaftlichen oder von rein praktischen Gesichtspunkten aus zum Gegenstand der Untersuchung machten.

Für uns kann dieses aber zunächst gleichgültig sein, denn es handelt sich für uns vor allen Dingen darum, eine allgemein befriedigende Antwort, die uns das Wesen und die Natur des Bodens, losgelöst von allen möglichen Zwecken, zu denen der Boden dienen kann, wiedergibt, zu finden.

Um eine solche Antwort zu erhalten, wollen wir dasjenige, was man landläufig als Boden bezeichnet, einer ganz einfachen Untersuchung unterziehen.

Zu diesem Zweck gebrauchen wir nichts weiter als einen Stehzylinder aus Glas, den wir etwa bis zu $^3/_4$ seines Inhaltes mit Wasser anfüllen, unseren Boden in den Zylinder hineinschütten und Wasser und Boden gut miteinander durchmischen. Stellen wir nunmehr den Glaszylinder ruhig hin, so werden wir bemerken, daß eine Sonderung der einzelnen Bestandteile des Bodens nach Größe und Gewicht eintritt, insofern als der unterste Teil des Gefäßes mit den gröbsten Anteilen, Steinchen und Grand, angefüllt ist. Diesen überlagern immer feiner werdende Bestandteile in einzelnen mehr oder weniger scharf voneinander geschiedenen Schichten, ja, selbst in der überstehenden Wassersäule sehen wir ganz feine Teilchen sich noch eine lange Zeit in Schwebe halten und auf der Oberfläche der abgesetzten Teilchen sowie an der Oberfläche des Wassers liegen, bezw. es schwimmen unter Umständen größere, aber sehr leichte Körper, die sich bei näherer Betrachtung als Bruchstücke organischer Substanz, meist Pflanzensubstanzen, erkennen lassen, in der überstehenden Flüssigkeit.

Dieses einfache Experiment hat uns also gezeigt, daß sich das, was wir Boden nennen, auflöst zu einem Gemisch von Gesteins- und

Mineralbruchstücken aller Art, Form und Größe mit organischen Bestandteilen, gleichfalls Bruchstücken von zur Hauptsache pflanzlichen Ursprungs. Besondere Methoden erlauben es nun, diese Bestandteile auch voneinander zu trennen, so daß wir auf diese Weise in den Stand gesetzt werden, bestimmte Anteile des Bodens zu isolieren. Dieselben tragen eine besondere Bezeichnung, und zwar verbinden wir mit dieser lediglich Merkmale physikalischer Art, insofern als diese Anteile durch eine mechanische Operation, nämlich durch die des Absetzens und Abschlämmens, erhalten werden. Wir sprechen in diesem Sinne von Grand, Sand und Ton, soweit es sich bezüglich der chemischen Natur dieser Bestandteile, um anorganische Körper als Abkömmlinge der Gesteine und Minerale handelt, während die nichtorganischen Anteile, die bei unserer Operation gleichfalls auf Grund ihres spezifischen Gewichtes, also einer physikalischen Größe, ihre Abtrennung erfahren haben, schlechthin als organische Bestandteile bezeichnet werden.

Somit sind wir nun schon imstande, rein objektiv etwas Grundsätzliches über die Natur des Bodens auszusagen, ohne daß wir zur Aufstellung eines Bodenbegriffes genötigt sind, Gesichtspunkte für die mögliche Verwendung oder Benutzung des Bodens heranzuziehen, d. h. wir erhalten auf diese Weise eine auf rein naturwissenschaftlicher Grundlage gewonnene Begriffsumgrenzung des Bodens. Dieselbe hat dementsprechend zu lauten: Boden ist ein mechanisches Gemenge von Gesteins- und Mineralbruchstücken, vermengt mit einer mehr oder minder großen Menge von organischen Bestandteilen.

Eine zufriedenstellende Beantwortung unserer Frage können wir aber in dieser Definition noch nicht erblicken, denn es fehlt bisher noch jede Angabe über die spezifische Natur der Gemengteile. Diese spezifische Beschaffenheit erhalten dieselben aber erst durch den Entstehungsvorgang des Bodens, wie wir dieses späterhin noch genauer kennen lernen werden. Die durch diesen Akt erzeugte substantielle Eigenart der Bodenbestandteile ist aber das charakteristischste Merkmal des Bodens, sodaß bei einer Definition des Bodens hierauf unbedingt Rücksicht zu nehmen ist.

Bevor wir dieser Tatsache Rechnung tragen, wird es für uns aber von besonderem Wert sein, noch anderer Möglichkeiten der Aufstellung eines Bodenbegriffs zu gedenken, denn gerade durch diese Erkenntnis werden wir in den Stand gesetzt sein, das vielseitige Wesen des Bodens weit besser zu erfassen.

Es ist ohne weiteres klar und bedarf daher eigentlich kaum des Hinweises, daß man je nach den Gesichtspunkten, von welchen aus man den Boden betrachtet, zu einer recht verschiedenen Auffassung vom Wesen desselben gelangen wird. Wie allgemein bekannt ist, dient der Boden den mannigfaltigsten Zwecken, von welchen an erster Stelle die

Landwirtschaft zu nennen ist. Da aber von jeher die auf das praktische Leben gerichteten Bestrebungen und damit verbundenen Vorteile mehr Interesse und Verständnis seitens der Menschen gefunden haben, als die ihrer Selbsterkenntnis halber unternommenen Erforschungen der im Reiche der Natur auftretenden Erscheinungen, so ist es leicht verständlich, daß man sich zunächst befleißigt hat, alles was den Boden angeht, vom Standpunkt des Landwirtes zu bewerten. Man wurde mit anderen Worten gewohnt, den Boden als ein dem landwirtschaftlichen Gewerbe zur Hauptsache dienendes Naturobjekt anzusehen. So berechtigt eine solche Auffassung auch wohl einerseits ist, so dürfen wir ihr doch keinesfalls allein das Wort reden. Denn der Boden stellt sich, ganz allgemein gesprochen, als ein Objekt von viel weitgehenderer Bedeutung dar, als dies jene Ansicht auch nur im entferntesten wiederzugeben vermag. Losgelöst von den einseitigen Begriffen des Zwecks, denen er zu dienen vermag, haben wir ihn in seiner Gesamtheit als allgemeine Naturerscheinung an der Oberfläche unseres Erdballs zu erfassen. Aber trotz und nach Ausschaltung alles dessen, was Verwendung und Nutzen des Bodens anbetrifft, bleibt doch vom Boden als reinem Naturkörper noch so viel übrig, daß seine Begriffsbestimmung recht verschiedener Auslegung zugänglich ist.

Wie wesentlich verschieden die Definitionen des Bodens auszufallen vermögen, soll hier zunächst einschaltend erwähnt werden, doch sollen zu diesem Zwecke nur einige, und zwar nur solche herangezogen werden, die ganz besonders geeignet sind, den soeben dargelegten Sachverhalt darzutun. Dabei soll ferner nur Rücksicht auf diejenigen genommen werden, die neuerer oder neuester Zeit entstammen.

Sehr häufige Anwendung hat die von Felix Wahnschaffe[1]) benutzte Bodenbegriffsbestimmung gefunden. Sie ist, worauf bereits E. Ramann[2]) hingewiesen hat, schon recht frühzeitig von Kraut[3]) geprägt worden, nämlich um die Mitte des 19. Jahrhunderts. Sie läßt den Boden als „die oberste zum Pflanzentragen geeignete Erdschicht“ gelten. Aber in dieser Begriffsbestimmung wird eigentlich doch nur eine einzige Eigenschaft des Bodens zum Wertmesser genommen und zudem erfährt der Zweck, dem der Boden dienen könnte, eine nicht zu verkennende Betonung, was nach dem Gesagten als zu engherzig empfunden werden muß. E. Ramann[4]) hat in Erkenntnis dessen zu folgender Definition gegriffen: „Der Erdboden ist die oberste Verwitterungsschicht der festen Erdrinde.“ Hier fehlt jede störend wirkende Angabe in

[1]) F. Wahnschaffe, Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung, Berlin. 4. Auflage 1924.

[2]) E. Ramann, Bodenkunde. Zweite Auflage. Berlin 1905.

[3]) Kraut, Handwörterbuch der Chemie Bd. II. „Boden“ 1853.

[4]) E. Ramann, ebendort p. 1.

bezug auf eine mögliche, zweckbewußte Verwendung des Bodens oder eine auf seine Beschaffenheit hindeutende Befähigung. Somit stellt sie entsprechend unserer Forderung einen wesentlichen Fortschritt dar. Ramann gelangte zu ihrer Aufstellung, indem er sich seinerzeit auf den Standpunkt stellte, den schon vor ihm G. Berendt[1]) vom Wesen der Bodenkunde eingenommen hat, daß die Bodenkunde nichts anderes sei, als die Lehre vom Entstehen, dem gesamten Bestande und der Fortbildung einer Verwitterungsrinde an der mit Luft in Berührung stehenden gegenwärtigen Erdoberfläche. So wertvoll sich nun auch die Hervorhebung des Entstehungsmomentes in vorliegender Form erweist, so wenig ist doch in dieser Begriffsbestimmung der sonstigen Eigenschaften des Bodens, wie z. B. seiner Zusammensetzung und Beschaffenheit gedacht worden. Desgleichen hat auch die Anteilnahme der organischen Welt, sowohl in Hinsicht auf Entstehung wie Natur des Bodens, keine Berücksichtigung erfahren. Infolgedessen kommt Ramann denn auch späterhin zu einer weiteren Fassung des Bodenbegriffs, die diesen Verhältnissen gebührend entgegenkommt, denn es findet sich nunmehr bei ihm der Zusatz: „er" — nämlich der Boden — „besteht aus zerkleinertem und chemisch verändertem Gestein und Resten der Pflanzen und Tiere, welche auf und in ihm leben"[2]).

Ganz anders lautet demgegenüber die Bodendefinition E. A. Mitscherlichs. „Boden ist ein Gemenge von pulverförmigen, festen Teilchen, Wasser und Luft, welches, versehen mit den erforderlichen Pflanzennährstoffen, als Träger einer Vegetation dienen kann"[3]). Im Schlußsatz bemerken wir einen Anklang an die Kraut-Wahnschaffesche Auffassung, doch vermissen wir jeden Hinweis auf die Entstehung des Bodens. Es kann uns diese Auffassung nicht wundern, denn der Autor beabsichtigt, den Boden lediglich als Standort der Pflanzen, also nur von pflanzenphysiologischen Gesichtspunkten aus, zu kennzeichnen. Bei G. Wiegner wird der Boden dagegen lediglich zu „einem grob- und kolloiddispersen System", oder wie er an anderer Stelle ausführt: „Der ganze Boden ist eine feste Dispersion und gehört quantitativ abgestuft den von der Kolloidchemie oder Dispersoidchemie bisher erkannten Dispersitätsgesetzen an"[4]). Also auch hier tritt uns, trotz rein wissenschaftlicher Behandlung des

---

[1]) G. Berendt, Die Umgegend von Berlin. Allg. Erörterungen zur geogn. agron. Karte. Abhandlung z. geol. Spezialkarte II. Berlin 1877. S. 69.

[2]) E. Ramann, Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin 1918.

[3]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde für Land- und Forstwirte. 2. Aufl. Berlin 1913.

[4]) G. Wiegner, Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Dresden und Leipzig 1918. 4. Aufl. 1926.

Problems, einseitige Auffassung vom Wesen des Bodens entgegen. Eine noch weit engherzigere Ansicht, allerdings diesmal wieder von einem wesentlich anderen Gesichtspunkt beherrscht, vermittelt uns die Auffassung R. Langs, denn hier ist der Boden nichts anderes als eine besondere Gesteinsart: „Kein Gestein ist so sehr Gegenstand allseitiger Benutzung und intensiver Ausbeutung wie der Boden, die oberste Lage der Erdrinde“[1]). Zu welchen Folgerungen eine Ansicht wie diese führt, werden wir später noch zu erörtern haben, jedenfalls, und das möge hier schon betont sein, wird sie der Natur des Bodens in keiner Weise gerecht. So sehr die pflanzenphysiologische Behandlungsweise einerseits, die kolloidchemische bezw. dispersoidchemische andererseits oder auch die geologisch-petrographische von Wert und Bedeutung für die Natur des Bodens sind, so kann man ein derartig einseitiges, wenn auch aus gewissen und besonderen Gründen z. T. gerechtfertigtes Vorgehen zur Bewertung des Bodens nicht billigen. Es gilt für uns, wie schon betont, den Boden in seiner Gesamtheit als Naturkörper anderen Naturobjekten gegenüber, und zwar sowohl seiner weitmöglichsten Verbreitung, seiner Entstehung als auch seinen Eigenschaften nach zu charakterisieren, nämlich als Bestandteil des Erdganzen, denn gerade hierin liegt seine universelle Bedeutung gegeben. Wir müssen infolgedessen, indem wir einmal seine Abhängigkeit, ein andermal seine Verschiedenheit von den übrigen die Erde aufbauenden Körperklassen hervorheben, seine universelle Anteilnahme an der Zusammensetzung der Erde zum Ausdruck zu bringen suchen, wogegen alle sonstigen Eigentümlichkeiten des Bodens zurückzutreten haben. Insbesondere losgelöst von den Bedürfnissen des menschlichen Lebens hat der Boden als selbständiges Naturobjekt zur Darstellung zu gelangen, und zwar ist dieser Forderung im weitgehendsten Maße Rechnung zu tragen. Von diesem Gesichtspunkt aus haben wir den Boden zu betrachten als ein überall an der Erdoberfläche auftretendes mechanisches Gemenge durch Verwitterung erzeugter Gesteins- oder Mineralbruchstücke, vermischt mit einer mehr oder minder großen Menge organischer in Zersetzung begriffener oder schon zersetzter Bestandteile.

Durch eine derartige Präzisierung erkennen wir nicht nur die Mitbeteiligung der anorganischen und organischen an der Erdoberfläche befindlichen Naturkörper am Aufbau des Bodens an, sondern erfahren gleichzeitig, daß erst ein besonderes Geschehnis diese Anteilnahme ermöglicht, indem der anorganische Anteil des bodenbildenden Materials durch die Verwitterung, der organische Anteil durch Zersetzungsvorgänge eine besondere Beschaffenheit erhalten haben. In beiden Fällen handelt

[1]) R. Lang, Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. Stuttgart 1920. Siehe Vorwort.

es sich aber um einen Umwandlungsvorgang, der an der Erdoberfläche stattfindet, und der das dort einerseits durch geologische Kräfte geschaffene, ursprünglich vorhandene Material, die Gesteine und Minerale, andererseits die an der Erdoberfläche lebenden Organismen nach ihrem Tode erfaßt und damit ein Gebilde von universeller Verbreitung an der Erdoberfläche schafft. Damit sind denn nun auch ohne weiteres die Wege vorgeschrieben, die uns zur Erkenntnis vom Wesen des Bodens führen, indem nämlich die Gesteins- und Lebewelt auf der Erde das Material des Bodens liefern, und die Vorgänge der Umwandlung für das Zustandekommen des Bodens sorgen. Wollte man nun aber der Annahme zuneigen, daß aus der stofflichen Beschaffenheit der für den Aufbau des Bodens in Frage kommenden Materialien, wenn auch unter Rücksichtnahme auf die durch den Umwandlungsvorgang bedingte äußerliche Veränderung derselben, die Natur des Bodens allein bestimmt werde, so würde man sich einem Irrtum hingeben, allerdings einer naheliegenden Täuschung, die zwar noch bis vor recht kurzer Zeit allgemein begangen wurde. Denn nicht das Substrat oder Material, welches den stofflichen Ausgangspunkt für den Boden abgibt, ist die entscheidende Wertgröße für die Ausbildung des Bodens, sondern gerade die Veränderungen, welche jene Bestandteile erfahren, sind es, die ihm seinen Charakter verleihen. Sie sind aber in erster Linie abhängig von dem Aufbereitungsvorgang und dieser ist wiederum der Ausfluß eines Geschehens, dessen Kräfte ihren Sitz nicht im Innern des Erdfesten, der Erdkruste haben, sondern demjenigen Teil der Erde angehören, den wir als Atmosphäre oder Lufthülle bezeichnen. Die sich in der Troposphäre, der untersten Schicht der Lufthülle, vollziehenden dynamischen Erscheinungen haben als die unmittelbare Ursache des Vollzuges der Aufbereitungsvorgänge der festen Anteile an der Oberfläche zu gelten, aber auch das Reich des Wassers und nicht zuletzt auch die auf der Erde lebenden Organismen beteiligen sich hervorragend daran. Aber infolge der engen ursächlichen Beziehungen bezw. der Abhängigkeit der beiden letztgenannten Reiche von dem der Luft wird ihr Einfluß mehr oder weniger, da er in gleicher Richtung liegt, durch den Einfluß der Atmosphäre allein bestimmt. Immerhin besteht ein dauernder Kampf um die Herrschaft auf der festen Erdoberfläche, und wie ein jeder Kampf zerstörend wirkt, so ist es auch hier der Fall. Das Trümmer- und Leichenfeld, das dieser nie zur Ruhe gelangende Kampf hinterläßt, ist aber der Boden. In diesem Sinne, nämlich als universelles, die ganze Erdoberfläche bedeckendes Naturprodukt, stellt sich der Boden als nichts anderes dar, als das Produkt eines ewigen Kampfes der soeben genannten Reiche, d. h. der Atmosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre mit der Lithosphäre, wenn wir unter Atmosphäre die Gesamtheit aller in der umgebenden Lufthülle wirksamen Aufbereitungskräfte verstehen, in der

Hydrosphäre die Gesamtheit des Wassers und in der Biosphäre die Gesamtheit des Pflanzen- und Tierlebens auf der Erde erblicken, wogegen sich die Lithosphäre als die die feste Erdkruste aufbauende Gesteinswelt, die allerorten an der Erdoberfläche vorhanden und den besagten Einflüssen zugänglich ist, erweist. Dieser Auffassuug steht die von Dokutschajeff im Jahre 1886 gegebene Bodendefinition am nächsten, denn es sind nach ihm „die an der Oberfläche oder dieser nahe gelegenen Schichten der Gebirgsarten, die sich auf natürliche Weise unter dem Einflusse des Wassers, der Luft und lebendiger und toter Organismen verändert haben, als Boden" zu verstehen[1]).

Als Folge der dargelegten Ansicht erhebt sich aber die weitere Frage nach der unteren Begrenzung des Bodens. K. Glinka[2]) ist bezüglich dessen zu der Ansicht gelangt, daß bei der Auffassung des Bodens als Verwitterungsprodukt die ganze Mächtigkeit der Erdkruste als Boden im weiteren Sinne bezeichnet werden müßte. Das ist aber sicherlich eine viel zu weit getriebene Verallgemeinerung, die einer sachgemäßen Begründung entbehrt. Demgegenüber ist u. a. darauf hinzuweisen, daß von van Hise[3]) der der Umwandlung zugängliche Teil der Erdkruste in die Zone des Katamorphismus und die des Anamorphismus zergliedert worden ist, und der obere Anteil nochmals in die Verwitterungszone, die bis zum Grundwasserspiegel reicht, und in die Zementationszone gegliedert wird. Von diesen Zonen ist die Zone der Verwitterung als Boden im weiteren Sinne gedeutet worden. Auch F. Cornu[4]) hat einen ähnlichen Unterschied gemacht, jedoch dahingehend, daß er einer Zone der Oberflächenverwitterung eine solche der säkularen Verwitterung gegenüberstellt, von den Produkten der ersteren nimmt er an, daß sie stets Gele[5]) sind, während die säkulare in der Tiefe wirkende Verwitterung lediglich Kristalloide zu erzeugen vermag, weil unter den Verhältnissen der Tiefe Druck, Temperatur und sonstige Eigenschaften konstante Größen sind, an der Oberfläche aber steter Wechsel in den Bildungsbedingungen herrscht. Angesichts solcher Möglichkeiten muß an eine prägnante Beantwortung der Frage nach der Ausdehnung des Bodens nach der Tiefe zu gedacht werden. Nach der von uns gegebenen Definition des Bodens kann kein Zweifel bestehen, daß es sich in ihm in erster Linie um ein Verwitterungsprodukt handelt, sodaß wir in konsequenter Verfolgung dieser Erkenntnis die untere Grenze des Bodens, also seine Mächtigkeit, dort zu suchen haben, wo

[1]) Zitiert nach K. Glinka, Die Typen der Bodenbildung. Berlin 1904. S. 2.

[2]) K. Glinka, a. a. O., S. 3.

[3]) C. R. van Hise, A Treatise on Metamorphism. Monographs of the U. S. Geol. Survay 45. Washington 1904.

[4]) F. Cornu, Die heutige Verwitterungslehre im Lichte der Kolloidchemie. Kolloidzeitschrift. IV, 1909. S. 291.

[5]) Kolloidale Substanz von besonderer, gallertartiger Ausbildung.

die Verwitterung nicht mehr wirksam zu sein vermag, bezw. keine Verwitterungserscheinungen mehr nachweisbar auftreten. Die Festlegung einer solchen Grenze bietet aber beträchtliche Schwierigkeiten, wie solches z. B. nicht nur durch die Untersuchungen R. Langs[1]) bezüglich der Kaolinit- und Eisenkarbonatführung in den Sandsteinen des schwäbischen Keupers erwiesen wird, sondern vor allen Dingen, weil es bisher an einer scharfen Umgrenzung dessen mangelt, was man als Verwitterungsvorgang und Produkte der Verwitterung zu verstehen hat. Hier sehen wir uns abermals einer neuen Schwierigkeit von fundamentaler Bedeutung gegenüber, deren Verständnis uns erst später bei der Besprechung der Verwitterung und ihrer Erscheinungen im vollen Umfange bewußt werden wird.

Mit der Einsicht, daß das Klima für die Entstehung und Beschaffenheit der Böden in erster Linie verantwortlich zu machen ist, hat die früher ganz allgemein herrschende Anschauung von der bevorzugten Bedeutung der Zusammensetzung und Beschaffenheit der die Erdoberfläche aufbauenden Gesteine für die Natur der sich aus ihnen entwickelnden Böden eine große Einbuße erlitten. Und wenn auch den letzteren Einflüssen nicht alle und jede Bedeutung abgesprochen werden darf, so hat sich doch in der Tat gezeigt, daß sie im wesentlichen nur innerhalb eines ganz bestimmten Teils an unserer Erdoberfläche von besonderer Geltung sind und auch nur sein können. Wenn diese Tatsache früher allgemein überschätzt worden ist, so liegt dies lediglich daran, daß sich die junge Bodenkunde in ihren Anfängen gerade in einem Lande entwickelt hat, wo sie zum Studium, und zwar Erkenntnis der Natur der Böden, nur solche Ausbildungsformen vorfand, welche eigentlich nicht die Regel darstellen, sondern unserer neuzeitlichen Auffassung nach als Spezialformen innerhalb der großen Klasse regionaler Bodenarten, von denen man aber zu jener Zeit noch nichts wissen konnte, zu gelten haben. Denn in Mitteleuropa, insbesondere Deutschland, wo die Wiege bodenkundlicher Erforschung gestanden hat, bildet, wie dieses namentlich Ramann mit Recht betont hat, fast ein jedes Gestein einen besonderen Boden aus. Das liegt nun aber darin begründet, daß das die Bodenbildung bedingende Klima hier kein einseitig extremes, sondern ein in jeder Richtung hin gemäßigtes ist, wenigstens soweit es sich nicht um ein solches der höheren Gebirgslagen handelt, die aber bekanntermaßen nur einen ganz bescheidenen Anteil nehmen. Unter diesen klimatischen Verhältnissen Mitteleuropas kommt aber der geologischen bezw. petrographischen Beschaffenheit des unterlagernden Gesteins ein maßgebender

[1]) R. Lang, Über Kaolinit in Sandsteinen des schwäbischen mittleren Keupers. Zentralbl. f. Min. usw. Jahrgang 1909, S. 596. — Die technische Verwendbarkeit der Werksteine des schwäbischen Stubensandsteins. Zeitschr. f. prakt. Geolog. XVIII, 1910, Heft 10.

Einfluß für die Bodenausbildung zu, indem eben die klimatischen Bodenbildungsbedingungen nicht genügend scharf ausgeprägt sind, um die dem Ursprungsmaterial innewohnenden Einflüsse zu verwischen. Demnach spricht man in diesem Gebiet auch heute noch, wie es früher allgemein üblich war, vom Gestein als „Muttergestein" des Bodens, um damit die engen genetischen Beziehungen beider Körperklassen zueinander zum Ausdruck zu bringen. Eine solche Bezeichnungsweise empfiehlt sich aber, wie wir später erkennen werden, für alle Orte der Oberfläche unseres Erdballs heute nicht mehr.

K. Glinka[1]), ein bekannter russischer Bodenforscher, dem wir eingehende Kenntnis russischer Bodenformen und ihrer Bildung verdanken, ist denn auch zu einer dieser Tatsache Rechnung tragenden Unterscheidung der Böden als sogen. endodynamomorphe und ektodynamomorphe Böden gelangt. Diese Bezeichnungsweisen sollen dartun, daß im ersteren Fall den inneren Bodenbildungsbedingungen, d. h. also dem Gesteinscharakter und den sich aus diesem mit Notwendigkeit ergebenden Umwandlungsvorgängen die Beschaffenheit des Bodens zu entnehmen ist, während im zweiten Fall die äußeren Faktoren, also das Klima und die sich daraus ableitbaren Folgen allein den Bodenzustand erklären. Es sei aber besonders hervorgehoben, daß ihrer Verbreitung an der Erdoberfläche nach die Böden zweiter Art den weit größeren Anteil nehmen, so daß sie als die herrschenden Bodentypen anzusehen sind, im Gegensatz zu den ersteren, die nur den Anspruch eines gewissermaßen Spezialfalls machen können, denn sie sind als zeitliche Übergangsbildungen zu betrachten. Diese letztere Eigenschaft kommt allerdings auch den endodynamomorphen Böden zu, nämlich dann, wenn die äußeren Faktoren, insbesondere das Klima, sich ändern, und man spricht in diesem Fall von sogen. degradierten Bodenarten. In bezug auf die Abkunft der endodynamomorphen Böden macht aber Glinka eine wesentliche Einschränkung, indem er darunter nur solche Böden verstanden wissen will, die von kalkführenden Gesteinen abstammen.

Aus allen bisher gepflogenen Erörterungen geht jedenfalls mit Sicherheit hervor, daß der Boden überall, soweit nicht frisches Gestein zutage tritt oder die Erdoberfläche von Eis, Schnee oder Wasser bedeckt ist, an der Erdoberfläche vorhanden ist. Der Boden ist also etwas Universelles, ein die gesamte Erdoberfläehe bedeckendes Ganzes, und wenn wir gemeiniglich vom Boden als von landwirtschaftlich oder forstwirtschaftlich genutzter Fläche sprechen, so ist dies doch nur in dem Sinne zu verstehen, als hierin ein gewisser Teil des Bodens einbegriffen ist, nämlich derjenige, der sich besonders zu einer wirtschaftlichen Ausnutzung geeignet erweist. Denn die Eigenschaft, als Träger einer Vegetation dienen zu können, kommt schließlich einem jeden Boden zu,

[1]) K. Glinka, a. a. O. S. 35 und 213.

und wenn es nicht überall geschieht, so liegen die Ursachen nicht im Boden begründet, sondern sind in äußeren Verhältnissen zu suchen, die es zurzeit nicht zulassen. Doch bei Änderung der äußeren Umstände kann dieses jeden Augenblick ermöglicht werden. Ja, selbst unverwitterte Gesteine können als Standort für Pflanzen herangezogen werden[1]), sofern wir die Vorbedingung dazu schaffen, die in einer geeigneten Zerteilung der Gesteinsmasse gegeben ist. Das Material für die Bodenwelt liefern einerseits die Gesteine, andererseits die organischen Lebewesen. Den Vorgang der Erzeugung des Bodens nennen wir Verwitterung, die Art des Vollzuges dieses Prozesses wird aber durch das Klima, die Witterung, beherrscht.

Aus diesen Verhältnissen heraus ergibt sich zwar ohne weiteres, daß wir, um zur Kenntnis von der Beschaffenheit des Bodens zu gelangen, zuvörderst auszugehen haben von dem Material, das ihn erzeugt, d. h. aber nichts anderes, als von der Gesteins- und Mineralwelt einerseits, der Pflanzen- und Tierwelt andererseits. In bezug auf die letztere Körperwelt können wir uns aber verhältnismäßig recht kurz fassen, denn Reste der Tierwelt nehmen nur ganz untergeordnet am Aufbau des Bodens teil, und die chemische Beschaffenheit der Pflanzensubstanz ist uns aus dem ersten Teil unseres Lehrbuches genügend für unsere Zwecke bekannt geworden. Aber auch in Hinsicht auf die Gesteins- und Mineralwelt bedürfen wir nur eines begrenzten Überblicks, da, wie schon angedeutet wurde, die Vertreter dieser Körperklasse durch den Verwitterungsvorgang eine wesentlich stoffliche Umwandlung erfahren haben, wenigstens gerade in dem das Wesen des Bodens zur Hauptsache ausmachenden stofflichen Anteil gilt dieses im hervorragenden Maße, so daß sich auch hier ein so genaues Eingehen auf den Gegenstand, wie es meist früher üblich war, erübrigt, und wir daher dieses Kapitel noch zurückstellen können.

Unter den, wie wir wohl erkannt haben, recht verwickelten Verhältnissen hinsichtlich der Natur des Bodens erscheint es uns, bevor wir auf Sonderfragen eingehen, vielmehr geboten, das Lehrgebäude der Bodenkunde sowie die Stellung dieser Wissenschaft zu anderen ihrer Art kennen zu lernen und zu umgrenzen. Daß es sich in der Bodenkunde, Bodenlehre oder Pedologie um eine angewandte Naturwissenschaft handelt, versteht sich von selbst, viel weniger sichergestellt erscheint es aber auf den ersten Blick, ob dieser Wissenschaft eine Selbständigkeit zugesprochen werden kann. Wir haben ja erkannt, daß der Gegenstand ihrer Behandlung so vielseitiger Auslegung fähig ist, aber nicht nur dies, sondern auch, daß infolge der Natur und Entstehungsweise des Bodens so außerordentlich viele Berührungspunkte

[1]) Vergl. E. Blanck, Gestein und Boden in ihrer Beziehung zur Pflanzenernährung. Landw. Versuchsstationen Bd. 77, 1912. S. 129.

mit anderen anerkannten Wissenschaften, wie Gesteinskunde, Geologie, Botanik, Klimatologie und nicht zuletzt Chemie, Physik sowie Landwirtschaftswissenschaft, vorhanden sind, so daß man meinen könnte, es bliebe der Bodenlehre selbst nichts mehr zu erklären und zu erforschen übrig. Derartig liegen die Verhältnisse nun aber nicht, wenn auch zugegeben werden muß, daß die angeführten Disziplinen wohl in der Lage sind, Teilgebiete der bodenkundlichen Forschung und Lehre zu übernehmen und zu befruchten. Allerdings hat sich die Lehre vom Boden in den ersten Zeiten ihrer Entwicklung stets in einem unfreien Zustande, d. h. in Abhängigkeit von anderen Wissenschaften befunden, so einerseits von der Geologie, andererseits von der Agrikulturchemie, und auch heute noch trifft dieses bis zu einem gewissen Grade zu. Aber diese Bevormundung ist weder zu ihrem Nutzen gewesen, noch hat die Bodenlehre unter solchen Einflüssen alle die ihr zufallenden Aufgaben zu lösen vermocht. Erst ganz in jüngster Zeit ist hier eine Wendung zugunsten der Bodenlehre zu verzeichnen, nämlich von dem Zeitpunkt an, als man infolge fortgeschrittener Entwicklung gezwungen wurde, den Boden nicht mehr einseitig, einmal vom Standpunkt seiner Entstehung aus dem unterlagernden Muttergestein, andermal vom Standpunkt seines Zwecks zu beurteilen, sondern vielmehr erkannte, daß der Boden als ein Teil des Erdganzen von allgemeiner Bedeutung, wie dieses in der regionalen bezw. zonalen Bodenlehre zum Ausdruck kommt, zu bewerten sei. Von diesem Gesichtspunkt aus sind denn auch des weiteren alle seine Eigenschaften, ja selbst letzten Endes seine nutzbringende Anwendung im Dienste der Menschheit, insbesondere der Landwirtschaft, als Folge seines naturgesetzlichen Vorhandenseins und der dadurch bedingten Ausbildungsart an der Erdoberfläche zu beurteilen. Damit hat aber der Boden eine aus sich selbst heraus bedingte Selbständigkeit erhalten, und es zeigt sich erst so recht die Einheitlichkeit, der Umfang und die Größe des Bereiches der Lehre vom Boden, indem uns der Boden als naturnotwendiges Produkt der die Erdoberfläche umgestaltenden Kräfte in seiner Erscheinung als Teil dieses Ganzen vor Augen tritt. Der im allgemeinen so mißachtete Boden erweist sich in seiner Stellung zur umgebenden Natur jetzt mit einem Male als gleichberechtigt mit den sonstigen Naturobjekten Gestein, Pflanze und Tier auf der Erde. Um es nochmals zu betonen, die Bodenlehre ist durch diese Betrachtungsweise zu einer selbstständigen naturwissenschaftlichen Disziplin geworden, sie ist nicht mehr praktische Geologie, noch Unterabteilung der Agrikulturchemie, weil es ihr gelungen ist, den Boden aus seinen natürlichen Bedingungen heraus als Teil des Erdganzen zu erfassen[1]).

[1]) Vergl. E. Blanck, Wege und Ziele bodenkundlicher Forschung und Lehre. Fühlings Landw. Ztg. 57. 1913 S. 462.

In dieser Selbständigkeit der Bodenlehre liegt es nun aber auch begründet, daß ihr eine Zergliederung gleich anderen Wissenschaften ähnlicher Art zukommt, und wir sie ungezwungen in folgende Hauptteile zerlegen können, nämlich einmal in einen allgemeinen oder wissenschaftlichen Teil und andermal in einen speziellen oder angewandten Teil.

Der erstere Teil hat vor allen Dingen die Entstehung und die Verbreitung des Bodens auf der Erdoberfläche zu behandeln, desgleichen fällt ihm die Aufgabe zu, die Beschaffenheit des Bodens sowohl in chemischer wie in physikalischer Hinsicht darzulegen, und zwar unter enger Bezugnahme auf den Entstehungsakt des Bodens. Der zweite Teil schließt sich insofern eng an den ersteren an, als die im ersten Teil behandelte substanzielle Beschaffenheit des Bodens die Brücke zu diesem bildet, der ausgehend von der Bodenbeschaffenheit die praktische Auswertung des Bodens, nämlich den Pflanzen als Standort zu dienen, zeigt und als Technologie des Bodens zu gelten hat. Gerade im Verhalten des Bodens zur Pflanze kommt die Zweiteilung der Bodenlehre besonders deutlich zum Ausdruck, worauf u. a. schon der Altmeister der Wissenschaft vom Boden, E. Ramann, mit Betonung hingewiesen hat, insofern nämlich als im ersten Teil der Einfluß der Pflanze auf den Boden, im zweiten der Einfluß des Bodens auf die Pflanze zur Darstellung gelangt. Als Grundfächer der Bodenlehre kommen vor allen Dingen Mineralogie, Petrographie, Geologie, Botanik und Klimatologie in Frage, und die Chemie und die Physik sind insofern eng mit der Bodenlehre verbunden, als sie vorwiegend die Methoden zur Untersuchung des Bodens abgeben und der Boden als stoffliches Substrat chemischen wie physikalischen Gesetzmäßigkeiten untersteht.

Infolge der schon mehrfach betonten engen Beziehungen zwischen Geologie und Bodenkunde und der historischen Entwicklung unserer Wissenschaft bedarf es aber noch einer näheren Auseinandersetzung des Verhältnisses der Bodenlehre zur Geologie. Dieselbe erweist sich weit mehr erforderlich als die Klarlegung des Verhältnisses der Bodenlehre zur Agrikulturchemie, die gleichfalls in allernächster Beziehung zur Bodenkunde steht, weil, rein oberflächlich betrachtet, der Boden zur Hauptsache als Umwandlungsprodukt der den Gesteinsmantel der Erde zusammensetzenden Materialien anzusehen ist, und er dementsprechend gewissermaßen geologischem Material und geologischen Kräften sein Dasein verdankt. Dagegen erstreckt sich die agrikulturchemische Behandlungsweise des Bodens nur auf sekundäre Erscheinungen bezw. auf die Ausnutzungsmöglichkeit des Bodens für praktische Zwecke.

1. Teil

Allgemeine Bodenlehre

Kapitel 1

Die Bodenkunde in ihrer Beziehung zur Geologie

Die Geologie ist bekanntermaßen die Lehre vom Erdkörper, sowohl in seiner gegenwärtigen Erscheinungsform als auch in seiner allmählichen Entwicklung. Somit ist die Geologie eine historische Wissenschaft, zu deren Hauptaufgabe es gehört, die Geschichte der Erde zu ergründen und zu erklären. Der Boden als Naturobjekt fällt aber unzweifelhaft in den Bereich geologischer Betrachtungsweise, denn er repräsentiert nicht nur eine besondere Erscheinungsform der an dem Aufbau der Erdoberfläche teilnehmenden Naturkörper, sondern diese Erscheinungsform verlangt wie alle übrigen historisch, d. h. ihrer Entstehung nach, verstanden und erklärt zu werden. Man kann den Boden auffassen als eine Phase in der Gesteinswandlung, wie dies R. Lang[1]) in konsequenter Verfolgung seines Standpunktes vom Wesen des Bodens getan hat. Dieser Gesichtspunkt muß insofern als berechtigt zugegeben werden, als er ganz allgemein, nämlich von einer höheren Warte aus betrachtet, das Verhältnis des Bodens zum Gestein „im Rahmen der Erdgeschichte" wiedergibt. Dem Werden der Gesteine, der Gesteinsbildung, schließen sich die Vorgänge der Ausgestaltung, der Umbildung und schließlich der Rückbildung, des Abbaues an, und der Transport sorgt dann für die weitere Umlagerung, worauf namentlich von Joh. Walther[2]) hingewiesen worden ist. R. Lang fügt in Hinblick auf das uns beschäftigende Problem mit Recht hinzu, daß die Vorgänge des Transportes „vom Abbau des alten zum Aufbau neuer Gesteine hinüberleiten". Aber gerade in dieser Erkenntnis des genetischen Verbundenseins besagter Erscheinungen finden wir, wie wohl in keiner anderen Beziehung, den Kernpunkt des Verhältnisses von Geologie zur Bodenkunde aufgedeckt, denn alle sonstigen

[1]) R. Lang, Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. Stuttgart 1920. S. 2.

[2]) Joh. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893/1894.

auch noch so sehr für eine nahe Verwandtschaft beider Disziplinen sprechenden Umstände müssen demgegenüber zurücktreten. Zieht man ferner in Rücksicht, daß der Aktualismus seit der Zeit v. Hoffs und Charles Leylls die sich vor unseren Augen vollziehenden geologischen Vorgänge als Maßstab und Mittel zur Erforschung und Erklärung der vormals stattgefundenen erdgeschichtlichen Vorgänge herangezogen hat, und welche Erfolge gerade durch diese ontologische Untersuchungsmethode erzielt worden sind, so kann uns der von verschiedenen Seiten vertretene Standpunkt, daß die Bodenkunde die Geologie der Gegenwart oder der obersten Erdschicht darstellt, nicht befremden. Johannes Walthers umfassendes Werk ist das sprechendste Zeugnis für die Anwendungsfähigkeit dieser Methode und zeigt uns zugleich, daß der Bodenbildungsvorgang, soll er von allgemeinen, umfassenderen Gesichtspunkten aus zur Darstellung gelangen, nur als ein geologischer Vorgang betrachtet werden darf. Dabei erblicken wir in der Tatsache, daß das geodynamische Moment den Vorgang der Bodenbildung beherrscht, die Berechtigung, die Bodenlehre, wenn auch nicht ganz, so doch in einem ihrer Teile, nämlich der Verwitterungslehre rein historisch-geologisch betrachten zu dürfen, wenn nicht sogar dieses zu müssen[1]).

Wie verhält es sich nun aber mit den sonstigen noch für einen engen Zusammenhang von Geologie und Bodenkunde in Anspruch zu nehmenden Erscheinungen und Tatsachen?

Es ist eine merkwürdige, wenn auch nicht auffällige Erscheinung, daß die älteren Lehrbücher der Bodenkunde nicht von einer geologischen, sondern von einer mineralogischen bezw. petrographischen Betrachtungsweise des Bodens ausgehen, m. a. W. sie behandelten den Boden ausschließlich vom Standpunkt seiner chemisch-stofflichen Natur. Ihnen genügte scheinbar vollauf diese Beziehung, und die Gesteinskunde war in jenen Zeiten auch noch nicht so weit entwickelt, um selbst geologischer Behandlung fähig zu sein, wie dieses in späterer Zeit geschehen ist, und welche Auffassung sehr treffend durch folgende Worte E. Weinschenks[2]) zum Ausdruck gebracht wird. „Die Gesteinskunde oder Petrographie beschäftigt sich mit dem Entstehen der augenblicklichen Beschaffenheit und der Zerstörung der Gesteine; sie soll die Gesteine in jedem Stadium ihrer Existenz verfolgen und zur Erfahrung jener Gesetze beitragen, welchen unsere Erde ihren heutigen Zustand verdankt. In diesem Sinne ist die Gesteinskunde eine der ersten und wichtigsten Grundlagen der Geologie". Wir aber dürfen

---

[1]) E. Blanck, Die Geologie als Lehrfach an Landwirtschaftlichen Hochschulen und Akademien. Fühlings Landw. Ztg. 66. 1917 S. 427—438.

[2]) E. Weinschenk, Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. Freiburg i. Br., 1902. S. 1.

diesen Ausführungen zweierlei entnehmen, erstens, daß die mineralogisch-petrographische Betrachtungsweise sehr wohl als eine geologische im weiteren Sinne gelten kann, was dann aber für die geologische Behandlungsmöglichkeit der Bodenkunde sprechen würde, und zweitens, daß nach den Worten Weinschenks die Bodenkunde lediglich als eine Unterabteilung der Gesteinskunde anzusehen ist, insofern der Boden zum größten Teil das Zerstörungsprodukt der Gesteine darstellt und damit der Gesteinskunde das Studium der Gesteine in jedem Stadium ihrer Existenz zufällt. Allein bei näherer Betrachtung, wie dieses noch später ausgeführt werden soll, läßt sich darüber streiten, ob das Zerstörungsprodukt der Gesteine, wie es im Boden vorliegt, noch eine so nahe Beziehung in stofflicher Hinsicht zu den Gesteinen aufweist, daß man von einem Stadium der Gesteinsexistenz in ihm sprechen kann. Gelingt es uns diesen Nachweis zu erbringen, so müssen wir doch nur auf die Bedingtheit jener aus den Ausführungen Weinschenks zu entnehmenden Folgerungen schließen. Jedenfalls haben wir aber zwei wichtige Argumente herausgeschält, die für die geologische Behandlung des Bodens ins Feld geführt zu werden vermögen, wenn wir auch der Ansicht sind, daß der zuletzt erwähnte Punkt eine andersartige Bewertung zuläßt, indem an Stelle der Geologie die Gesteinskunde als berufen erscheinen könnte, die beherrschende Rolle in der Behandlung der Bodenkunde einzunehmen, ganz abgesehen von dem geologisch-historischen Moment, das nach den Ansichten neuerer petrographischer Forschungsrichtung berufen ist, die Petrographie zu befruchten und zu beherrschen, wie dieses u. a. ja auch vor allen Dingen H. Rosenbuschs Stellungnahme zur petrographischen Systematik dargetan hat, unzweifelhaft gipfelnd in dem Satze von der geologischen Erscheinungsform eines Gesteins.

Infolge des letzten Ausblickes auf die möglicherweise rein petrographisch-mineralogische Behandlungsweise der Bodenkunde, wie eine solche ja früher auch in der Tat im Vordergrunde gestanden hat, muß man sich versucht fühlen, noch nach weiteren Argumenten Umschau zu halten, die einer rein geologischen Behandlung der Bodenkunde das Wort reden könnten, denn daß eine rein geologische Richtung in der Bodenlehre besteht, die den von gewissen Seiten geprägten, jedoch wenig zutreffenden Namen Agrogeologie trägt, bedarf wohl nicht des ausdrücklichen Hinweises. Die bisher erörterten Gesichtspunkte dürften aber allein nicht genügen, um die Existenz einer Disziplin, „Agrogeologie“ genannt, zu erweisen, um so mehr, als sich eine namhafte Stimme vor noch nicht allzu geraumer Zeit dahin geäußert hat: „Zunächst muß klar ausgesprochen werden, daß alle Versuche eine Klassifikation der Böden auf Grundlage der Mineralogie resp. Petrographie resp. Geologie allein oder eine Vereinigung mehrerer dieser Wissenschaften aufzubauen

gescheitert sind, und daß jeder neue derartige Versuch von vornherein den Stempel der Aussichtslosigkeit an sich tragen müßte“ [1]).

Dieser Ausspruch Milchs klingt wenig ermutigend, wenn man berücksichtigt, daß die Klassifizierung der zu behandelnden Objekte von jeher eine der Haupt- und grundlegenden Arbeiten einer jeden Wissenschaft ist und sein muß. Andererseits besteht seit alters her das Bestreben, die Böden nach ihrer geologischen Abkunft zu ordnen. Es zeigen dieses nicht nur die Systeme Fallous, Fescas, Hazards u. a., sondern auch heute noch spricht man zwecks allgemeiner Charakteristik von einem Buntsandstein-, Keuper-, Muschelkalk- oder Liasboden, und die geologische Kartierung macht weitgehendsten Gebrauch von einer solchen Auffassung. Dieser durch die Art der Verhältnisse bedingte Widerspruch bedarf entschieden einer Aufklärung.

Um aber eine derartige Klärung herbeizuführen, sehen wir uns in die Lage versetzt, noch etwas weiter auszuholen, noch tiefer in die Grundlagen der beteiligten Wissenschaften unter Rücksichtnahme auf den historischen Verlauf ihrer Entwicklung einzudringen.

Die Notwendigkeit der Anteilnahme der Geologie an der Erforschung des Bodens, davon müssen wir zunächst nochmals ausgehen, kann in formaler Hinsicht keinem Zweifel unterliegen. Diese grundlegende Tatsache hat schon Albert Orth im Jahre 1877 zu folgendem Ausspruch veranlaßt: „Wenn man die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Bodenkunde erforschen oder darstellen will und berücksichtigt dabei die genannte geologische Basis nicht, so fehlen eben dabei die allerwichtigsten Grundlagen für die Bildung und die wirkliche Kenntnis des Bodens. Es ist für den Fortschritt und die Resultate der physikalisch-chemischen Untersuchungen über den Boden von der größten Bedeutung, daß hierbei in Wirklichkeit von den naturwissenschaftlichen Grundlagen ausgegangen wird. Es ist das geologische Fundament und das Bodenprofil“ [2]).

Anders liegt es nun freilich in bezug auf die Konsequenz, die man aus obigem Verhalten ziehen zu müssen geglaubt hat, nämlich die geologischen Verhältnisse auf die Einteilung der Bodenarten zu übertragen, indem man stillschweigend der Annahme huldigte, daß die geologische Abkunft des Bodens allein maßgebend für seine Ausbildung und Beschaffenheit sei. Es muß zugegeben werden, daß unsere älteren Bodenforscher kaum in der Lage waren, anders zu urteilen, da das ihnen zugängliche Material für eine derartige Ansicht sprach, worauf namentlich E. Ramann, wie wir noch erfahren werden, als erster aufmerksam

[1]) L. Milch, Über die Beziehungen der Böden zu ihren Muttergesteinen. Mitteil. der Landw. Institute d. Kgl. Universität Breslau, III, 1906. S. 868.

[2]) A. Orth, Die naturwissenschaftlichen Grundlagen der Bodenkunde. Landw. Vers.-Stat. 1877. Bd. 20, S. 69.

gemacht hat. Heute liegen die Verhältnisse in dieser Beziehung klarer, aber trotz alledem weisen dennoch, ohne im Besitz neuzeitlich fortgeschrittener Erkenntnis zu sein, die gedachten Klassifikationssysteme auf rein geologischer Grundlage Mängel auf, die jenen seinerzeit gewonnenen Standpunkt, selbst beurteilt nach den Kenntnissen der damaligen Zeit, als unbefriedigend erscheinen lassen müssen. U. a. hat E. A. Mitscherlich[1]) diesen Tadel besonders erhoben, und in der Tat zeigt auch z. B. ein Blick auf die von M. Fesca[2]) seinerzeit aufgestellte Bodenklassifikation nur zu deutlich die Unmöglichkeit, besagte Aufgabe befriedigend zu lösen. Denn es fallen bei ihm in die verschiedenartigsten Bodenklassen, wie Sand-, Kalk- und Tonboden, Vertreter ein und derselben geologischen Formation und lassen daher eine Trennung in geologisch-historischer Form durchaus nicht zu. Allerdings ist dieses eigentlich auch nicht anders zu erwarten, denn die Gesteine „einer Formation" bestehen nicht aus petrographisch gleichwertigen Bildungen. Aber trotzdem glaubte man dieser Tatsache nicht Rechnung tragen zu brauchen. Die Formationslehre oder Stratigraphie bezweckt nun aber sicherlich ganz andere Dinge als die Aufstellung oder Zusammenfassung von petrographisch gleichwertigen oder ähnlichen Bildungen zu einem System; sie sieht vielmehr ihre Aufgabe in der Gruppierung und Verbindung von stratigraphisch-paläontologischen Tatsachen gleichwertiger oder ähnlicher Art.

Demzufolge ist es kaum verständlich, wie es geschehen konnte, eine Einteilung der Böden auf geologischer Grundlage vorzunehmen, da ein Zusammenhang zwischen dem aus einem Gestein hervorgegangenen Boden und dem Alter des Gesteins überhaupt nicht vorhanden zu sein scheint, und doch nur seinem Alter nach wird das Gestein durch die geologische Nomenklatur bewertet. Demgegenüber wäre jedoch einzuwenden, daß der Formationsbegriff ursprünglich aus petrographischen Erwägungen hervorgegangen ist, insofern Füchsel[3]) als erster neun Formationen unterschieden hat, nämlich, wie dieses hier beiläufig angeführt sein möge, den „Muschelkalch", das „Sandgebürge", das „mehlbatzige Kalchgebürge", die „Flötze", „Weißgebürge", „Rotgebürge", „schwarzblaues Schalgebürge", „Steinkohlengebürge" und das „Grund- oder Ganggebürge". A. G. Werner[4]), der bekanntlich den

[1]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde für Land- und Forstwirte. 1. Auflage. Berlin 1905. S. 352 u. 353.

[2]) M. Fesca, Die agronomische Bodenuntersuchung und Kartierung auf naturwissenschaftlicher Grundlage. Berlin 1879. Journal für Landw. 27. Supplement.

[3]) Füchsel, „Historia terrae et maris ex historia Thuringiae per montium descriptionem erecta." Acta Acad. elect. Moguntinae zu Erfurt 1762. Zittel, Geschichte der Geologie und Paläontologie. München, Leipzig 1899. S. 51.

[4]) Zittel, a. a. O. S. 89.

Absatz der Gesteine aus dem Wasser lehrte, übernahm diese Begriffe und glaubte, daß dieselben Schichtgesteine überall in gleicher Reihenfolge und Ausbildung vorhanden seien und in gleichmäßiger Entwicklung über die ganze Erde verfolgt werden könnten. Eine solche Ansicht, die lediglich, ausgehend von der gleichartigen Beschaffenheit der Gesteine unter fast gänzlicher Vernachlässigung der organischen Reste in ihnen, völlig einseitig die „neptunistische Entstehungsweise" der Gesteine lehrte, mußte aber für die damals noch ganz junge Bodenkunde verhängnisvolle Folgen nach sich ziehen; denn gerade die Anfänge der sich entwickeln wollenden Bodenkunde fielen in jene Zeit, in der Werners Lehren noch unter dem Einfluß ihres Meisters und Begründers Anerkennung fanden. Zwar hatten schon 1822 Conybeare und Philipps den Nachweis geliefert, daß eine Grundlage für die vergleichende Betrachtung der Sedimentgesteine nur unter Heranziehung der Versteinerungen erreichbar sei, und es ist schon um 1830 herum durch die Arbeiten von Charles Leyell, P. Deshayes und H. G. Bronn die Grundlage für die paläontologische Altersbestimmung als sichergestellt zu betrachten, aber dennoch wurde ihre allgemeine Anwendung erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts, besonders durch das planmäßige Vorgehen der zu jener Zeit ins Leben gerufenen geologischen Landesanstalten, befolgt und ermöglicht[1]). Jedoch die Umstellung der Anschauungen brachte, wahrscheinlich, weil die Bodenkunde keinen direkten Anteil daran hatte, für die von ihr befolgte geologische Richtung keine Veränderung mit sich[2]). Somit waren es durch die Entwicklungsgeschichte der Wissenschaften bedingte Momente, welche als Ursache für die Einteilung der Böden auf geologischer Grundlage zu gelten haben und eine an und für sich so widersinnig erscheinende Auffassung erklären. Jedoch es gesellte sich ferner noch der Umstand hinzu, daß man in der Bodenkunde eigentlich wohl niemals im Ernst den Formationsbegriff stratigraphisch-paläontologisch, sondern stets nur petrographisch aufgefaßt hat, denn nur eine solche Ansicht konnte letzten Endes die Stellungnahme der Bodenkunde in der Behandlung der ganzen Frage rechtfertigen. Es erklärt sich hieraus des weiteren die lange Dauer der Anwendung des Formationsbegriffs in der Bodenkunde und nicht zuletzt die in neuerer Zeit von gewissen Seiten geäußerte Schärfe in der Polemik gegen die geologische Betrachtungsweise, „weil man aus verfehlter Würdigung der Sachlage das bodenkundlich wichtige petrographische Moment mit dem geologisch-historischen vertauschte und bei der Unzulänglichkeit des letzteren ein leichtes Spiel gewann, auch die für die Bodenkunde wichtige petrographische Grundlage

[1]) Vergl. A. Zittel, a. a. O. S. 568—590.

[2]) E. Blanck, Über die petrographischen und Bodenverhältnisse der Buntsandsteinformation Deutschlands. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturkunde i. Württemberg. 1910. S. 408—506; 1911. S. 1—77.

als überflüssig und unbrauchbar hinzustellen“[1]). Aus diesen Verhältnissen heraus erklärt sich denn auch ein Satz, wie der folgende, in einem anerkannten Lehrbuch der Bodenkunde: „Es ist für unsere Kulturpflanzen ganz gleichgültig, wie der Boden, auf dem sie wachsen, einst geologisch entstand“[2]). Wir müssen einen derartig einseitigen Standpunkt ablehnen, wenngleich nicht verschwiegen werden darf, daß von rein pflanzenphysiologischen Gesichtspunkten ausgehend die Ansicht E. A. Mitscherlichs, wie sie vorstehende Worte zum Ausdruck bringen, eine Unterstützung finden. Wir werden jedoch diesen Punkt noch später zu erörtern haben.

Gänzlich haltlos ist aber trotz alledem die Aufstellung von Bodentypen auf geologisch-stratigraphischer Grundlage doch auch nicht, wenn schon zugegeben werden muß, daß die Petrographie in genannter Hinsicht mehr zu leisten vermag. Es ist richtig, daß der Formationsbegriff, die Zonengliederung, Horizont- und Etagenabtrennung in der Geologie auf paläontologische Merkmale zurückgreift, aber die Existenz und das Gedeihen der Lebewelt setzt auch für ihre verschiedenen Formen verschiedene, und zwar bestimmt differenzierte Lebensbedingungen voraus, denn nicht alle Organismen vermögen unter den gleichen Bedingungen überall auf der Erde zu leben. Für die Verhältnisse der Vorwelt hat diese Tatsache zur Aufstellung der bionomischen Bezirke geführt, und man hat alsbald erkannt, daß diese in enger Beziehung zu den Gesteinen stehen. Man findet nämlich in bestimmten Gesteinen nur ganz bestimmte Versteinerungen, während man in anderen Gesteinen vergebens nach ihnen sucht. Es handelt sich hier um ein sehr inniges korrelatives Verhältnis. Durch das Wort Fazies drückt der Geologe die unterscheidenden Merkmale gleichzeitig gebildeter Gesteine aus. „Das gemeinsame zweier, als Fazies unterschiedener, Gesteine ist nach Joh. Walther[3]) die Gleichzeitigkeit ihrer Bildung, und da die Formationsunterschiede durch verschiedene äußere Umstände erzeugt worden sein müssen, so spielen bei der Faziesbezeichnung die Umstände der Bildung eines Gesteines eine hervorragende Rolle, so daß man Fazies im überragenden Sinne: die Wechselbeziehungen zwischen den äußeren Bedingungen einerseits, und dem Gesteinsmaterial und den Wohnsitzen von Organismen andererseits, genannt hat.“

Aus dieser Wechselbeziehung zwischen geologischer Entstehung eines Gesteins auf der einen und der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins auf der anderen Seite läßt sich die Möglichkeit der Aufstellung geologischer Bodentypen wohl bis zu einem gewissen Grade entnehmen. Selbstredend gilt solches aber nur für die aus den Sediment-

[1]) Ebenda S. 416.
[2]) E. A. Mitscherlich, a. a. O. S. III im Vorwort.
[3]) Joh. Walther, a. a. O. S. 25.

oder Schichtgesteinen hervorgegangenen Böden. Daß andererseits die Unterschiede der einzelnen auf dieser Grundlage zu erhaltenden Bodentypen nicht von einer tiefeinschneidenden Bedeutung sein können, ergibt sich ohne weiteres, denn die Zahl der wohlumgrenzten agronomischen Bodenarten ist, selbst wenn man ihre Zwischen- und Übergangsformen mit einbezieht, nur eine geringe, dagegen die Zahl der Gesteine in Hinsicht auf Entstehung und Beschaffenheit eine vielfach größere. Der genannten Einteilungsmöglichkeit steht nun aber die Zweckmäßigkeit einer solchen Vornahme entgegen, denn namhafte Gründe, die ihre Ursache vorwiegend in der geologischen Nomenklatur haben, lassen sich hiergegen geltend machen. Es bestehen z. B. nicht alle Gesteine aus Kalk, die unter der Bezeichnung Kreideformation zusammengefaßt werden. Nicht jedes Muschelkalkgestein ist auch ein Kalkstein, und nicht ein jedes Buntsandsteingestein ist ein Sandstein, sondern hier wie dort begegnet man unter diesen auch Mergel, Tone, Sande und Kalksteine. Demgegenüber erscheint es für bodenkundliche Zwecke wünschenswerter und passender, die petrographische Natur der Gesteine gegenüber ihrer geologischen Selbständigkeit in den Vordergrund zu stellen.

Damit ist aber keinesfalls die Lösung der Frage nach dem Verhältnis der Geologie zur Bodenkunde resp. Bodenklassifikation herbeigeführt, nur haben die gepflogenen Erörterungen eine Verschiebung der Fragestellung ergeben, denn es wird nunmehr zu prüfen sein, wie weit die Lehre von der Beschaffenheit der Gesteine, d. h. also die Petrographie, imstande sein wird, die Bodenkunde zu beeinflussen. In Hinsicht auf den von der neueren Gesteinskunde eingenommenen Standpunkt, wie er uns durch die schon wiedergegebenen Worte Weinschenks klar übermittelt wird, ändert sich freilich im wesentlichen nichts für uns, da die Petrographie letzten Endes hiernach als geologische Wissenschaft zu gelten hat. Jedoch es handelt sich hier nach Art der Sachlage um einen Streit um des Kaisers Bart, denn man mag das Problem anschneiden, wo man will, immer zeigt sich als springender Punkt, daß der Boden durch geodynamische Kräfte seine Ausbildung erlangt, und daß sein Material zur Hauptsache der Gesteinswelt entstammt. Stellen wir somit den Entstehungsvorgang in den Vordergrund der Erscheinung, so ergibt sich ohne weiteres die rein geologische Behandlungsweise, gehen wir aber von der stofflichen Beschaffenheit des zu betrachtenden Naturobjektes aus, so gewinnt die petrographische Seite des Problems und damit die gesteinskundliche Auffassung. Nun dürfte man den Bedürfnissen der bodenkundlichen Forschung aber doch wohl mehr entsprechen, wenn man sich letzterer Möglichkeit zuneigt, schon allein aus den oben dargelegten Zweckmäßigkeitsgründen empfiehlt sich dies bei weitem, ganz abgesehen davon, daß die Petrographie das geologische Moment, wie wir gesehen haben, nicht entbehren kann.

Geht man von der unumstößlichen Tatsache aus, daß alle Böden, ausgenommen die Torf- und Moorböden, der Hauptsache nach ein Haufwerk von anorganischen, speziell Mineralbestandteilen sind, so schließt diese Erkenntnis ihre Zugehörigkeit zu anderen gleichfalls Mineralkörpern in sich. Die in dieser Hinsicht den Böden am nächsten stehende Körperklasse ist die Gesteinswelt, und es erhebt sich die Frage, ob wir somit in beiden Körperklassen mineralogisch gleichwertige Stoffbestandteile zu sehen haben? Im allgemeinen wird diese Frage sehr schnell dahin beantwortet, daß die Mineralböden, denn um diese handelt es sich hier ja vornehmlich, das Abbauprodukt der Gesteine sind, worin die bejahende Antwort unserer Frage zum Ausdruck kommt. Die neuere bodenkundliche Forschung kann diesen früheren allgemein angenommenen Standpunkt aber nicht mehr vollinhaltlich vertreten, sondern ihn nur für einen gewissen Anteil der Böden, wenn auch der Menge nach größten, dem bodenkundlichen Werte nach aber unbedeutendsten, gelten lassen. Sehen wir zunächst von diesem Verhältnis, das uns später noch eingehend zu beschäftigen haben wird, ganz ab, so müssen wir die enge Zugehörigkeit von Boden und Gestein bekennen, die ihren formalen Ausdruck in der vielfach gebrauchten Bezeichnung Muttergestein findet, und der geodynamische Vorgang, der die eine Körperklasse aus der anderen hervorgehen läßt, ist, wie wir schon mehrfach haben betonen müssen, die Verwitterung. Wir wollen diesen Vorgang an dieser Stelle auch schlechthin als einen geologischen Akt auffassen, obgleich seine einzelnen Faktoren diese Bedingung nicht immer erfüllen, und gelangen auf diese Weise zu einer Bestätigung der oben ausgesprochenen engen Verwandtschaft von Gestein und Boden. Nun hat aber L. Milch, worauf schon hingewiesen wurde, in bezug auf die Einteilung der Böden zum Ausdruck gebracht, daß auch die Petrographie nicht die Dienste zu leisten vermöge, die man auf Grund der soeben gedachten Beziehungen erwarten müßte. Nehmen wir die Auffassung Milchs als bewiesen hin, so befinden wir uns abermals in größter Schwierigkeit, um das Verhältnis von Gesteinskunde einschließlich Geologie zur Bodenlehre in der seit alters her bestandenen Form aufrecht zu erhalten, selbst dann, wenn wir die Bestrebungen, eine Bodenklassifikation auf petrographisch-geologischer Grundlage anzubahnen, auch nicht für das allein ausschlaggebende Kriterium der Zulänglichkeit besagter Beziehungen ansehen. E. Ramann hat denn auch tatsächlich in seiner, wir dürfen wohl sagen, auf rein geologischer und klimatologischer Grundlage aufgebauten, wissenschaftlichen Bodenlehre auf eine solche Klassifikation verzichtet und, wie wir später sehen werden, mit Recht andere Prinzipien von weit größerer Bedeutung für diesen Zweck gewählt.

K. Glinka nimmt einen ähnlichen, jedoch noch stärker verneinenden Standpunkt ein, wenn er schreibt: „Die stratigraphisch-paläontologische

Methode ist hier ganz unpassend, die petrographische nicht genügend. Des Objekts und der Methoden Eigenart bedarf einer besonderen Wissenschaft, eines besonderen Zweiges der Erdkunde“[1]).

Die Unzulässigkeit einer geologischen oder petrographischen Bodenklassifikation können wir nach diesen Ausführungen nicht verschweigen, müssen aber andererseits betonen, daß trotz dieser Verzichtleistung noch genügend Berührungspunkte zwischen Geologie und Petrographie einerseits, Bodenlehre andererseits vorhanden sind, die bei sachgemäßer Würdigung einer geologisch-petrographischen Behandlung der Bodenkunde, sofern es sich in ihr um eine rein wissenschaftliche Disziplin handelt, das Wort reden. In diesem Sinne spricht sich auch L. Milch trotz der von ihm geltend gemachten Bedenken aus, wenn er contra Mitscherlich wie folgt sagt: „Für die Bodenkunde in ihrer Gesamtheit ist die Frage nach der geologischen Entstehung nicht gleichgültig, ein prinzipieller Verzicht wäre gleichbedeutend mit einem Aufgeben ihrer wichtigsten naturwissenschaftlichen Grundlage. Die Grundwissenschaften gänzlich auszuschließen ist aber, auch wenn man diese Erwägungen nicht gelten lassen will und sich auf den ausschließlich praktischen Standpunkt stellt, unmöglich; die Einteilung in die Hauptbodenarten der Praxis (Sand-, Lehm-, Tonboden) beruht auf der mineralogisch-petrographischen Natur dieser Gebilde“[2]). Diesen Ausführungen Milchs ist vollauf zuzustimmen, denn das wahre Verhältnis der Petrographie zur Bodenkunde läßt sich nicht schärfer fassen, als es in dem Schlußsatze zum Ausdruck kommt.

Nach Milch sind zwei Wege denkbar, „das geologische Alter eines bodenbildenden Sedimentes bodenkundlich zu verwerten“. Man kann nach ihm entweder die Verhältnisse eines räumlich resp. zeitlich beschränkten Gebietes untersuchen oder für die Bodenentwicklung wichtige gemeinsame Eigenschaften gleicher Fazies mit ähnlicher Fazies anderer Perioden vergleichen. Beide Wege sind seiner Prüfung nach aber nicht gangbar. Wenn dieses für letzteren auch ohne weiteres zugegeben werden muß, so scheinen doch die von Milch für den ersten Fall gewählten Voraussetzungen nicht genügend erfüllt gewesen zu sein, sodaß sich doch wenigstens in gewisser Beziehung dieser Weg als Arbeitshypothese benutzen läßt[3]).

Die wissenschaftliche Bodenkunde hat nun aber in ihrem dynamischen Teil, nämlich in der Lehre von der Verwitterung, die gegen-

---

[1]) K. Glinka, Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und geographische Verbreitung. Berlin 1914. S. 8.

[2]) L. Milch, a. a. O. S. 868.

[3]) E. Blanck, Jahreshefte d. Ver. f. v. Naturkd. in Württemberg 1910 u. 1911. Vergl. auch H. Vater: Die Beschreibung des Standortes als Grundlage zur Beurteilung seines Einflusses auf den Pflanzenwuchs. Intern. Mitteil. f. Bodenkunde VI, 1916. S. 159ff., 308.

seitigen Beziehungen des Ausgangsmaterials, nämlich des Gesteins, gleichviel welcher Art und Entstehung, zum Umwandlungsprodukt Boden zu verfolgen und aufzudecken. Um dieser Aufgabe aber gerecht zu werden, muß sie in letzter Linie auf die geologisch-petrographische Beschaffenheit der Gesteine zurückgreifen. Wir müssen daher unumwunden der Ansicht Ausdruck verleihen, daß es wohl berechtigt ist, von den Böden einer Formation zu sprechen, jedoch nicht im Sinne als typische, durch ihre geologische Abkunft spezifisch charakterisierte, und daher selbständige Vertreter derselben, sondern als Abkömmlinge einer gleichzeitig zur Ablagerung gelangten Gesteinsserie, die in ihrer Gesamtheit den Aufbereitungszustand einer vergangenen erdgeschichtlichen Epoche darstellt, soweit derselbe bis auf uns gelangt ist. Denn wie die unter unseren Augen sich heute noch bildenden Böden das Aufbereitungsprodukt der die jetzige Erdoberfläche zusammensetzenden Gesteine sind, so sind die „Schichtgesteine" früherer Erdperioden die Verwitterungsprodukte ihrer Vorgänger.

In diesem Sinne ist der dynamische Teil der Bodenkunde, die Verwitterungslehre, nichts anderes als die Geologie der Gegenwart und verlangt historisch behandelt zu werden. Aber der rein geologischen Behandlung, selbst in dem soeben geäußerten Sinne, sind enge Grenzen gezogen, denn wie uns die Bodenzonenlehre hat erkennen lassen, kann nur unter ganz besonderen klimatischen Verhältnissen die geologisch-petrographische Natur des Gesteins für die sich aus ihm entwickelnden Böden von Bedeutung werden.

Es bleibt somit für die geologische bezw. petrographische oder petrologische Behandlungsweise im Verhältnis zum Ausmaß der gesamten Bodenlehre nur ein bescheidener Anteil unserer Wissenschaft übrig, was unsere volle Beachtung verdient. Jedoch dieser derartig zu behandelnde Teil nimmt infolge seines Verhältnisses zu den übrigen Teilgebieten eine ganz besondere Stellung ein, insofern er diese, wenn auch nicht beherrscht, so doch bis zu einem gewissen Grade zu beeinflussen in der Lage ist.

Aber auch ganz abgesehen hiervon, ist und bleibt die erste Aufgabe einer jeden Wissenschaft ihr Selbstzweck, selbst wenn es sich, wie im Fall der Bodenlehre, um eine Disziplin handelt, welche den Bedürfnissen des praktischen Lebens vorwiegend zu dienen hat. Als wissenschaftliche Disziplin muß sie in Lehre und Forschung losgelöst sein von dem auf wirtschaftliche Vorteile bedachten Ballast. Je mehr dieser Forderung genügt wird, um so mehr ist sie wissenschaftlicher Methodik zugänglich, und daß dieses Verhältnis seine volle Berechtigung hat, liegt mit den Worten W. Wundts darin, „daß die

Wissenschaft an und für sich zur Reform des praktischen Lebens um so weniger berufen ist, auf einer je höheren Sprosse jener Stufenleiter von Abstraktionen sie sich befindet, deren Durchführung für die wissenschaftliche Tätigkeit so wesentlich ist“[1]).

Selbstverständlich soll nun aber hiermit nicht gesagt sein, daß die Bodenlehre keine Beziehungen zum praktischen Leben pflegen soll. Dies würde eine völlige Verkennung der Tatsachen bedeuten, denn Land- und Forstwirtschaft haben ein volles Anrecht auf bodenkundliche Forschung und Lehre, indem ihnen die Resultate derselben nutzbar gemacht und ihrem Gesichtskreis angepaßt werden müssen. Doch ihren wissenschaftlichen Charakter soll und darf die Bodenlehre dadurch nicht verlieren. Auch hat es sich herausgestellt, daß diese an die Bodenlehre zu stellenden verschiedenen Anforderungen ungezwungen Berücksichtigung erfahren, wenn man einem Teil der Bodenkunde die wissenschaftliche Beschreibung und Erklärung des Forschungsobjektes, Boden, überläßt, dem anderen die mannigfaltigen Aufgaben einer für das praktische Leben nutzenspendenden Ausbeutung dieser Erkenntnis zuerteilt, sodaß einer rein wissenschaftlichen oder allgemeinen Bodenkunde als ebenbürtige Partnerin eine Technologie des Bodens oder angewandte Bodenkunde beigegeben ist. Beide Disziplinen machen in ihrer Gesamtheit die Bodenkunde oder Bodenlehre aus, diese wird aber, da sie jenen allseitigen Anforderungen zu genügen sucht, zu einer gemischten Disziplin.

Wenn nun aber, was nach dem Erörterten nicht zu leugnen ist, der vornehmste Zweck der Bodenlehre ihr eigener Ausbau darstellt, d. h. alles, was im Zusammenhang mit dem Wesen des Bodens steht, von ihr zu sichten und logisch zusammenzustellen ist, um aus diesem Tatsachenmaterial die Erklärung für die Wechselbeziehungen der Eigenschaften des Bodens unter sich und zu andern Objekten der Natur zu finden, so kann die Geologie, als die Lehre vom Entstehen und Vergehen alles Irdischen, nicht aus dem Rahmen der Bodenkunde verschwinden, ohne daß letztere Verzicht zu leisten hätte, eine Wissenschaft, insonderheit eine Naturwissenschaft, zu sein. Niemand wird aber im Ernstfall der Bodenlehre das Recht nehmen wollen, eine naturwissenschaftliche Disziplin zu sein.

Fassen wir daher nochmals kurz zusammen, was uns eine objektive Beurteilung des Verhältnisses von Geologie zur Bodenlehre als für dieses Verhältnis und damit für eine geologische Behandlungsweise der Bodenlehre als zwingend und zutreffend erkennen läßt, so spricht sicherlich für einen besonderen Teil unserer Wissenschaft, nämlich für die Verwitterungslehre, eine geologisch-petrographische Betrachtungsweise. Aber

[1]) W. Wundt, System der Philosophie. Leipzig 1889. S. 9.

von einer derartigen Vorherrschaft, wie man sie ihr früher fast allgemein eingeräumt hat, kann selbst in diesem eng umgrenzten Gebiet heute nicht mehr die Rede sein, ganz besonders schon allein deswegen nicht, weil die Bodenbildung in ihrem Ausmaß nicht allein durch die Natur der Gesteinswelt vorgezeichnet wird und ferner, weil das Umwandlungsprodukt Boden seine besondere stoffliche Eigenart durch die Natur der nicht mehr schlechthin als Mineralsubstanzen im eigentlichen Sinne des Wortes zu geltenden Substanzen erhält. Wir haben es vielmehr im Boden mit einem seiner chemischen und physikalischen Beschaffenheit nach sehr wesentlich vom Gestein abweichenden Körper zu tun, der in bezug auf seine eigentlichen Eigenschaften einer mineralogisch-petrographischen Behandlung, wie wir dieses alsbald des näheren erfahren werden, nicht mehr durchweg fähig ist.

Aus diesen Gründen erweist es sich weder erforderlich, noch kann es als zweckmäßig angesehen werden, der Geologie einen größeren Einfluß auf die Bodenlehre einzuräumen, als ihr durch die verhältnismäßig engen Grenzen ihres Wirkungsbereiches auf unsere Wissenschaft vorgezeichnet sind. Die Berechtigung einer „geologischen Bodenkunde“ oder „Agrogeologie“ als einer selbständig erscheinenden Wissenschaft müssen wir ablehnen, nur können wir der Geologie zubilligen, daß sie uns in einem Teil der Bodenlehre, nennen wir diesen „dynamische Bodenlehre“, als Grund- und Hilfswissenschaft ohne Frage die wertvollsten Dienste leistet. Das berechtigt aber ohne weiteres noch lange nicht, die Bodenlehre als einen Teil der Geologie, und zwar als praktische Geologie, hinzustellen.

Kapitel 2

Was ist Verwitterung?

Wohl glaubt ein jeder über die Verwitterung Auskunft geben zu können, denn dieser Vorgang vollzieht sich ja täglich und allerorten vor unseren Augen. aber dennoch stellt die Frage „was ist Verwitterung" ganz besonders an den Fachmann nicht zu unterschätzende Schwierigkeiten in ihrer Beantwortung. Wenn auch der Name sagt, daß alles, was mit Witterung zusammenhängt, in ursächliche Verbindung mit der Zerstörung der Gesteine gebracht, ihr Wesen zu erklären vermag, so kann doch hierdurch nur in ganz allgemeinen Zügen zum Ausdruck gebracht werden, um was für eine Erscheinung es sich handelt. E. Weinschenk hat denn auch mit Recht gesagt: „Unter dem Namen Verwitterung werden heute die heterogensten Vorgänge zusammengefaßt".

Nun sollte man allerdings glauben, daß wenigstens bei Geographen, Geologen und Bodenforschern, die sich doch berufshalber in ausgiebigster Weise mit den Verwitterungserscheinungen zu beschäftigen haben, Einigkeit darüber vorhanden wäre, was sie als Verwitterung gelten lassen. Doch auch dies ist keineswegs der Fall, denn während hierüber die Ansichten der Geographen sehr in die Breite gehen, wird die Verwitterung bei den Bodenkundlern zu einem recht umgrenzten Begriff. Zum Teil liegt dies wohl darin begründet, daß sowohl Geographen wie auch Geologen noch jene Erscheinungen, wie die der Ablation, des Transportes und der Corrasion zur Verwitterung rechnen, die eigentlich streng genommen nicht mehr als solche angesehen werden sollten, da sie, trotz z. T. recht schwieriger Abtrennung, doch nur als ihre Folgeerscheinungen im Nacheinander der Dinge zu betrachten sind. Zwar muß eingeräumt werden, daß die drei genannten Vorgänge gleichfalls am Zerstörungswerk des Erdfesten mitbeteiligt sind, aber vorwiegend liegt ihre Wirksamkeit doch nur in der Fortschaffung des durch die Verwitterung gebildeten Materials. Nur insofern als sie sich dieses Materials bemächtigen und es auf das feste Gesteinsmaterial erneut einwirken lassen, kann eine abermalige Zerlegung des ersteren geschehen, so daß des weiteren eine Zerstörung des vorher noch nicht beeinflußten Gesteinsmaterials damit verbunden ist. Es empfiehlt sich daher ganz sicherlich, jene abhebenden, fortschaffenden

und sich dabei nochmals angreifend und zertrümmernd betätigenden Kräftewirkungen als besondere, und zwar als sogen. Denudationserscheinungen abzutrennen, bezw. dem vorbereitenden Verwitterungsvorgang streng gegenüber zu stellen. Denn sie verkörpern gewissermaßen den zweiten Akt in der Aufbereitung der Gesteinsmassen, während die Verwitterung den ersten Akt, d. h. die unmittelbare Voraussetzung zu ihrer Tätigkeit und Wirkungsmöglichkeit abgibt. Beide Teilakte lassen sich als „Gesteinsaufbereitungsvorgang" zu einem Ganzen verbinden. Wenn aber gemeiniglich oder doch recht häufig die durch die Denudationsvorgänge geschaffenen Ausbildungsformen an der Oberfläche der Erde als durch den Verwitterungsvorgang erzeugte Gebilde angesprochen werden, so kann dies nur insofern als zutreffend angesehen werden, als die Verwitterung nur vorbereitend zu ihrem Zustandekommen mit beigetragen hat. Formen der Verwitterung selbst sind sie eigentlich nicht, sondern stellen geradezu das Gegenteil dar, denn ihre Gegenwart und ihr Fortbestehen zeigt und spricht dafür, daß sie der Verwitterung noch nicht zum Opfer gefallen sind. Immerhin muß betont bleiben, daß eine strenge Unterscheidung zwischen Denudation und Verwitterung in dem von uns dargelegten Sinne nicht immer als durchführbar erscheint. Der Bodenforscher rechnet daher denn auch nicht mehr alle jene Erscheinungen zur Verwitterung, sondern beschränkt diesen Vorgang auf alle direkten Umwandlungen, die das Gestein durch die Atmosphärilien erfährt.

Aus logischen und prinzipiellen Gründen erscheint es uns daher berechtigt und geboten, den soeben dargelegten Unterschied aufrecht zu erhalten und uns damit der Auffassung Joh. Walthers in diesem Punkte anzuschließen, der seiner Auffassung durch folgende Worte Ausdruck verleiht: „Wir nennen die Vorgänge, durch welche die Oberflächenschichten der Lithosphäre gelockert und dadurch für die Transportkräfte angreifbar gemacht werden: Verwitterung"[1]). Also nur in einer Lockerung des Gesteinsgefüges haben wir das Wesen der Verwitterung zu erblicken. Diese Einschränkung erweist sich aber auch noch von anderen Gesichtspunkten aus als durchaus notwendig.

Wohl ist der Boden stets das Produkt der Verwitterung, und es wird niemand in der Lage sein, diesen Satz zu widerlegen, aber niemals wird ein Boden durch Denudation hervorgehen können. Zwar kann die Denudation das durch die Verwitterung erzeugte Material an anderem Orte zum Absatz bringen, aber das, was sie dort abgelagert hat, kann ohne weiteres niemals als Boden gelten, sondern es ist lediglich ein

[1]) Joh. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893/94. S. 554.

Gestein. Soll es Boden werden, so muß dort an Ort und Stelle, also auf sekundärer Lagerstätte, abermals, aber ganz von neuem, der Vorgang der Verwitterung eingreifen, um dieses zu ermöglichen. Diese Tatsache schließt andererseits auch in sich ein, daß die lose Beschaffenheit einer Ablagerung an sich durchaus noch nicht als Kriterium benutzt werden kann, um einer solchen die Natur eines Bodens zuzubilligen, denn es nehmen bekanntlich viele Gesteine in losem Verbande Anteil am Aufbau der Erdkruste, auch waren die meisten Sedimentgesteine vor ihrer diagenetischen Verfestigung lose Ablagerungen. Sie alle erfuhren ihren Absatz gleichfalls durch Denudationskräfte, und die Verwitterung hatte nur vorbereitenden Anteil. In diesen Verhältnissen liegt denn auch u. a. eine der Grenzen zwischen Geologie einerseits und Bodenforschung andererseits gegeben, insofern als die Denudationsformen ins Reich der Geologie gehören, die Verwitterungsgebilde, d. i. aber der Boden, zum Gegenstand der Behandlung der Wissenschaft vom Boden werden. Dagegen besitzt die als Kennzeichen der Verwitterung erkannte Lockerung des Gesteinsgefüges als Ausfluß der bei dieser Erscheinung wirksamen Kräfte einen derartig ausgeprägten und besonderen Charakter, daß das Wesen des ganzen Vorganges hierdurch im Gegensatz zu der durch die Denudation bewirkten Lockerung bestimmt wird.

Welcher Art ist nun aber diese Lockerung? Daß sie sowohl auf mechanische wie auf chemische Weise herbeigeführt wird, bedarf keiner Erwähnung, und es kann hierin also auch nicht das Besondere, Eigentümliche des Vorganges begründet sein, sondern solches ist in den den Vorgang verursachenden Kräften zu erblicken. Wenn daher die Verwitterung letzten Endes als der „Zerfall und Zerkleinerung der Gesteine ohne wesentliche Änderung der Zusammensetzung und die Zersetzung der Gesteine“ angesprochen wird, wie dies auch durch Ramann[1]) geschehen ist, so können wir darin das Wesen der Verwitterung nicht allein erblicken, selbst dann nicht, wenn wir der Mitwirkung der organischen Lebewelt am Zustandekommen des Vorganges besonders gedenken würden, obgleich sich auch diese nur in selbiger Weise zu betätigen vermag, denn es bedarf noch des wesentlichen Zusatzes, daß die Zerlegung und Zersetzung als Ausfluß rein atmosphärischer Tätigkeit zu erfolgen hat.

Zwar soll damit keinesfalls ein Vorwurf gegen Ramann erhoben werden, denn gerade er ist es gewesen, der stets den von uns geltend gemachten Standpunkt voll erkannt und vertreten hat. Aber in seinem Satz findet sich der Ausdruck „Zersetzung“ und dieser besagt mehr, als das, was die Atmosphärilien zu leisten vermögen. Verwitterung und Gesteinszersetzung sind nicht die gleichen Erscheinungen, sie schließen

[1]) Vergl. E. Ramann, Bodenbildung. S. 4.

sich sogar im Grunde gegenseitig aus. Zersetzungsvorgänge innerhalb der Gesteine erkennt man auch in Tiefen der Erdkruste, wo die Agentien der Verwitterung längst keinen Zutritt mehr haben. Man kann sich hiervon leicht überzeugen, wenn man äußerlich vollständig unverwitterte, frisch gebrochene Gesteine auf ihren inneren Zersetzungszustand hin prüft und dann wahrnimmt, daß sich trotz der Frische des Gesteins oftmals eine Umwandlung einzelner Minerale vollzogen hat. Auch ist andererseits von einer gleichzeitigen Lockerung des Gesteinsgefüges nichts zu beobachten. Hier müssen also andere Kräfte als die der Verwitterung am Werke gewesen sein. Es geht dies allein schon daraus hervor, daß sich besagte Umwandlung stets nur an einzelnen und bestimmten Mineralen des Gesteins beobachten läßt, während die übrigen noch ganz frisch erscheinen, und zwar sind dies die kleineren, sozusagen die Grundmasse des Gesteins bildenden Anteile. Bei der Gesteinsverwitterung geht aber die Umwandlung und Lockerung gerade umgekehrt von der „Grundmasse" aus und zieht die größeren Kristallindividuen, sagen wir Einsprenglinge, erst zu allerletzt in Mitleidenschaft. Besonders H. Rößler[1]) hat wiederholt und mit Recht eindringlich auf diesen fundamentalen Gegensatz hingewiesen. Diese und andere Verhältnisse, worauf hier im einzelnen nicht eingegangen werden kann, zwingen aber zu einer scharfen Trennung der Gesteinszersetzung von der Gesteinsverwitterung.

Vorgänge derart, welche hier verdienen genannt zu werden[2]), sind vor allen Dingen die Kaolinisierung im Gegensatz zur gewöhnlichen Tonbildung bei der Verwitterung tonerdehaltiger Minerale, ferner die Grünsteinbildung oder Propylitisierung gewisser basischer Gesteine sowie Saussuritbildung und Serpentinisierung gleichfalls basischer Eruptiva und feldspatfreier Olivingesteine, der Peridotite. Desgleichen ist hinzuweisen auf die Talkbildung magnesiareicher Silikatgesteine, die eng mit der Serpentinisierung verbunden ist, schließlich auf die Serizitisierung und Zeolithisierung, welch letztere die Zersetzung des Nephelins, Leucits und der Minerale der Sodalithgruppe umfaßt. Wenn bei all den genannten Vorgängen nun auch Kohlensäure und Wasser als Umwandlungsagentien eine wichtige Rolle spielen, so ist ihre Herkunft wesentlich anderer Art als die der nämlichen Agentien aus der Atmosphäre, den Atmosphärilien. Es handelt sich in ihren Bildungen um Produkte postvulkanischer, pneumatolytischer und pneumatohydatogener Tätigkeit. Die bei diesen Vorgängen in Erscheinung tretenden Umwandlungen sind aber ohne weiteres auf die beim Verwitterungsvorgang sich vollziehenden stofflichen Veränderungen in der Annahme übertragen worden, daß

[1]) H. Rößler, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. Neues Jahrb. f. Mineralogie XV. 1902 S. 231.

[2]) E. Weinschenk, Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie 1902. S. 116.

auch hier die nämlichen Mineralsubstanzen zur Ausbildung gelangen wie dort. Einer solchen Ansicht kann man aber entgegenhalten, daß sich im Boden, dem Produkt der Gesteinsverwitterung, keine Neubildung von Mineralen nachweisen läßt. So ist selbst die Natur der mit Unrecht als Zeolithe oder zeolithische Substanzen des Bodens[1]) bezeichneten Gebilde eine wesentlich andere als die der Zeolithe in gewissen jungen Eruptivgesteinen. Ebenso hat der dem Boden so wichtige und eigentümliche Bestandteil Ton nichts mit dem Mineral Kaolin oder Kaolinit zu tun. Die Verschiedenheit in der chemischen Beschaffenheit der durch die Vorgänge der Zersetzung und Verwitterung entstandenen Produkte findet ihre Ursache in den wesentlich andersartigen Bedingungen, unter welchen dieselben zur Ausscheidung gelangten. Während nämlich unter den Verhältnissen der Verwitterung, die sich nur in den oberen, im ständigen Austausch mit der Atmosphäre stehenden, Erdschichten vollzieht, von einer Konstanz der Bedingungen nicht die Rede sein kann, ist dies in den tieferen Schichten der Fall. Hier herrschen konstanter Druck, konstante Temperatur, und hier ist das Reich der Zersetzung. Man hat daher auch wohl, um das diesen Prozessen einerseits Gemeinsame und Ähnliche, andererseits Unterscheidende und Trennende zum Ausdruck zu bringen, von einer Tiefenverwitterung oder säkularen Verwitterung im Gegensatz zur Oberflächenverwitterung, welch letztere als Alterserscheinung aufzufassen sei, gesprochen[2]). Ein näheres Eingehen auf das Für und Wider in dem noch nicht beendeten Streit um die Berechtigung einer so scharf gezogenen Grenze zwischen Zersetzung und Verwitterung verbietet uns der zur Verfügung stehende Raum[3]). Jedoch müssen wir des fundamentalen Unterschieds, der in stofflicher Hinsicht zwischen den durch säkulare Verwitterung und durch Oberflächenverwitterung entstandenen Gebilden besteht, gedenken. Er ist von großer Tragweite für die neuzeitliche Auffassung von der Natur des Bodens geworden.

Während nämlich durch jene oben erwähnten Prozesse der Gesteinszersetzung stets Körper von der Natur kristalloider Substanzen, speziell Mineralneubildungen, entstehen, führt die Oberflächenverwitterung zu Körpern, die in diesem Sinne nicht als Neubildungen bezeichnet werden können. Sie sind ihrer chemischen Beschaffenheit nach Kolloidsubstanzen, soweit sie nicht durch mechanischen Zerfall hervorgegangene Reste, also Bruchstücke der ursprünglichen Gesteinsbestand-

---

[1]) E. Blanck, Die Beschaffenheit der sogenannten Bodenzeolithe. Fühlings Landw. Ztg. Bd. 62. 1913. S. 560.

[2]) F. Cornu, a. a. O., S. 292.

[3]) Vergl. u. a. H. Stremme, Die Chemie des Kaolins. Fortschritte d. Mineralogie usw. 1912. Bd. 2, S. 87; desgl. E. Doelter, Handb. d. Mineralchemie 1914. Bd. 2, S. 73.

teile stofflich unverändert geblieben sind, oder infolge des chemischen Einflusses bei der Verwitterung in lösliche Verbindungen überführt wurden. Letztere werden in den humiden Gebieten durch das überschüssig vorhandene Lösungsmittel Wasser ausgewaschen oder von den kolloiden Bestandteilen je nach dem Absorptionsvermögen in diesen festgehalten und damit im losen Verbande dem Umwandlungsprodukt erhalten. Die große Schwierigkeit und damit der Grund für die erst so spät einsetzende Kenntnis dieses Sachverhältnisses liegt nun aber darin gegeben, daß die chemische Zusammensetzung der gebildeten kolloiden Körper die gleiche oder eine ähnliche wie die der durch Zersetzung hervorgegangenen Mineralneubildungen ist, nämlich unter Voraussetzung eines gleichen Ursprungsmaterials. Da nun ferner, wie z. B. beim Kaolinisierungsprozeß, die durch diesen hervorgegangenen Körper verhältnismäßig selten als wohl ausgebildete Kristalle zur Entwicklung gelangen, sondern zumeist als amorphe Massen angetroffen werden, so blieb die verschiedene Beschaffenheit, die zwischen beiden Körperklassen besteht, um so mehr verschleiert, als auch die Verwitterungsprodukte äußerlich den Charakter amorpher Gebilde tragen. Erst die neuzeitliche Erkenntnis vom kolloiden Zustand der Materie brachte die gewünschte Einsicht und Aufklärung.

F. Cornu ist wohl als einer der ersten zu der Auffassung gelangt und hat dieser Geltung zu verschaffen gesucht, daß die Verwitterungsprodukte im Gegensatz zu den durch Zersetzung erzeugten, wohl definierbaren, mineralogischen Kristalloidverbindungen stets Gelbildungen seien. Er spricht daher von diesen Körpern als von Tonerdekieselsäuregelen, Kieselsäuregelen, Eisen- und Tonerdehydroxydgelen u. s. w., und auch die Humusstoffe treten als kolloide Verbindungen auf. Diesem Standpunkte entsprechend definiert er die Verwitterung „als die Veränderung, die die Gesteine an der Erdoberfläche durch den Einfluß der Atmosphärilien (bezw. auch der Humussäuren) erleiden; sie ist immer zugleich Gelbildung“[1]). Damit ist aber eine bisher fehlende sichere Umgrenzung aller Erscheinungen, die unter den Verwitterungsbegriff fallen, gewonnen worden. Es darf nun aber auch nicht verschwiegen werden, daß diese Ansichten bisher noch nicht Allgemeingut der Wissenschaft geworden sind. Richard Gans[2]) und

[1]) F. Cornu, l. c. S. 291.

[2]) R. Gans, „Die Bedeutung der Nährstoffanalyse in agronomischer und geognostischer Hinsicht“. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1902. Bd. 23. Heft 1. „Zeolithe und ähnliche Verbindungen, ihre Konstitution und Bedeutung“ ebenda Bd. 26. Berlin 1906 und Bd. 27 1908. „Die Charakterisierung des Bodens nach der molekularen Zusammensetzung des durch Salzsäure zersetzlichen silikatischen Anteiles des Bodens“. Intern. Mittlg. für Bodenkunde Bd. III. Heft 6. 1913 „Über die chemische und physikalische Natur der kolloidalen wasserhaltigen Tonerdesilikate“. Centralblatt f. Mineralogie etc. 1914 S. 273.

mit ihm eine Reihe anderer Forscher teilen eine solche Auffassung nicht, sondern sehen im Ton Alumosilikate von konstanter Zusammensetzung und in den sich im Boden absorbierend betätigenden Stoffen Aluminatsilikate von der Natur chemischer Verbindungen. G. Linck[1]) schließt aus den von G. Calsow an Kaolinen und Tonen mit dem Tensi-Eudiometer durchgeführten Entwässerungsversuchen, daß die Tone im wesentlichen Gemenge von kristalloidem Kaolin mit amorphen wasserhaltigen Tonerdesilikaten darstellen, während die Kaolinite als wesentlichen Bestandteil nur kristalloiden Kaolin enthalten. Anstatt des Ausdrucks „kolloider" Beschaffenheit oder Natur will er lieber „amorph" gesetzt wissen, da ja heute „kolloid" lediglich einen Dispersionsgrad ohne Rücksicht darauf, ob der betreffende Körper kristallisiert oder amorph ist, darstellt. Andererseits haben die von F. Rinne angestellten röntgenspektographischen Untersuchungen für Aluminiumoxydhydratniederschläge die Natur des Hydrargillits dargetan und die Allophantone die Linien des Hydrargillits, wenn auch nur in schwacher Ausprägung, gezeigt, während sich die Kaoline als kristallisierte Aggregate und Permutite als zweifellos amorph erwiesen haben[2]).

Wenn dagegen F. Cornu bei seiner Begriffsbestimmung den Einfluß der Humussäuren nur nebenbei erwähnt, so ist dieses darauf zurückzuführen, daß in bezug auf die Anteilnahme dieser ihrer chemischen Natur nach immer noch nicht völlig aufgeklärten Substanzen an der Aufbereitung der Gesteine besondere Unsicherheit herrscht. Das gilt nicht nur für den Umfang ihrer Beteiligung[3]), sondern im gleichen Umfange für die stoffliche Beschaffenheit der durch ihre Mitwirkung veränderten Umwandlungsprodukte. Denn einerseits sollen unter ihrem Einfluß Gebilde entstehen, die denen der Tiefenzersetzung gleich sind[4]), andererseits sprechen dagegen jene Untersuchungen, welche für sie nur auf eine geringfügige Wirkung in einer solchen Richtung schließen lassen, und schließlich erscheint es mehr denn fraglich, ob besagter Einfluß überhaupt auf sie zurückzuführen ist, denn es lassen sich namhafte Gründe dafür geltend machen, daß einer wesentlich anderen Substanz ein solcher zuerkannt werden muß[5]). Trotz gegenteiliger Erwägungen

[1]) G. Linck, Über das Verhältnis zwischen Kaolinen und Tonen. Chemie der Erde 2. 1926. S. 442.

[2]) Vergl. W. Eitel, Physikal. chemische Mineralogie nnd Petrologie. Dresden und Leipzig 1925. S. 118.

[3]) H. Niklas, Untersuchungen über den Einfluß von Humusstoffen auf die Verwitterung von Silikaten, Intern. Mittlg. f. Bodenkunde 1912 und Chemische Verwitterung der Silikate u. Gesteine. S. 39. Berlin 1912.

[4]) H. Stremme, „Über die Beziehungen einiger Kaolinlager zur Braunkohle", Neues Jahrb. f. Mineralogie 1909. II. S. 91.

[5]) H. Kappen und M. Zapfe, „Über Wasserstoffionenkonzentration in Auszügen von Moorböden usw. Landw. Vers.-Stat. Bd. 90. 1917. S. 343. — E. Blanck

schließen wir uns vorläufig dem Satze Cornus vollinhaltlich an und sehen das Eigenartige, das Charakteristische des Verwitterungsvorganges einerseits in der Wirkung der atmosphärischen Agentien auf die Gesteinsoberfläche gewährleistet, andererseits in der dadurch bedingten von anderen Vorgängen ähnlicher Art scharf unterschiedenen und damit besonderen Beschaffenheit der Produkte dieses Umwandlungsprozesses gegeben. Somit dürfen wir Verwitterung und Bodenbildung als synonyme Begriffe betrachten.

Die Verwitterung vermag sich entweder physikalisch oder chemisch wirksam zu erweisen, sie kann mit oder ohne Anteilnahme der Organismenwelt erfolgen, sodaß wir zwischen physikalischer, chemischer und biologischer Verwitterung zu unterscheiden haben, doch die Art der Wirkungsweise wird durch das jeweilige an einem Orte der Erdoberfläche herrschende Klima bedingt. Wäre dies nicht der Fall, so müßten auf der gesamten Erdoberfläche dieselben Bodenarten, die nur wenige Abweichungen infolge der Verschiedenheit des zugehörigen Muttergesteins aufweisen würden, anzutreffen sein. Dem ist aber nicht so, denn der Unterschied in der Verwitterung und demzufolge im entstandenen Boden kann außerordentlich groß sein. So entwickeln sich z. B. in den gemäßigten, feuchten Breiten Böden mit einem basenabsorbierenden Komplex von Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure als charakteristischstem Bestandteil, während das feuchtheiße Tropenklima anstatt dessen einen nur aus Aluminiumhydroxyd und Eisenhydroxyd, zusammengesetzten Boden hervorgehen läßt.

Je nach der Temperatur und der Menge der Niederschläge ist der Verlauf der Gesteinsverwitterung ein anderer. Aber nicht nur die anorganischen Bestandteile des Bodens erhalten hierdurch ihr abweichendes Gepräge, auch die am Aufbau des Bodens Anteil habenden organischen Körper erfahren gleicherweise eine Beeinflussung. Wenn es auch als allgemein bekannt gilt, daß sich die lebenden Pflanzen und Tiere in ihrem Vorkommen und ihrer Verbreitung an der Erdoberfläche als abhängig vom Klima erweisen, so besteht eine solche Abhängigkeit vielleicht in noch weit höherem Grade für die Erhaltung ihrer Masse nach dem Tode, bezw. für die Art der sich bei ihrer Zerlegung und Umwandlung vollziehenden Vorgänge. Je extremer aber das Klima ist, um so einheitlicher und für das betreffende Gebiet typischer wird sich der Boden ausbilden. Nur dort, wo das Klima nicht extrem genug ist, kann eine Beinflussung auch noch durch andere Faktoren eintreten, um dann den sonst beherrschenden Einfluß des Klimas auszuschalten.

---

und A. Rieser, Über die chemische Veränderung des Granits unter Moorbedeckung. Chemie der Erde. 2. 1926. S. 15 und H. Harrassowitz, Laterit. Berlin 1926. S. 257 usw.

A. Penck[1]) hat drei Klimareiche unterschieden, indem er von der Art der jeweilig herrschenden Verwitterung und von dem Schicksal der Niederschläge ausging, wodurch schon allein die engen Beziehungen der in Rede stehenden Größen dargetan werden. Als humid bezeichnet er ein Klima dann, wenn dessen Niederschläge durch die Verdunstung nicht aufgehoben zu werden vermögen, sodaß der an Feuchtigkeit verbleibende Überschuß in Form von fließendem Wasser, also in Gestalt der Flüsse, fortgeführt wird. Dagegen benannte er ein Klima arid, wenn die Verdunstung die fallenden Niederschläge nicht nur verzehrt, sondern selbst einen solchen Umfang erreicht, daß mehr verdunsten könnte, als durch die Niederschläge überhaupt zugeführt wird. Als nivales Klima erkannte er schließlich ein solches, in dem mehr schneeige Niederschläge auftreten, als durch Ablation an Ort und Stelle entfernt werden können, sodaß hier an Stelle der Flüsse die Gletscher die Abfuhr übernehmen. Wie wir aus diesen Darlegungen entnehmen können, sind es die Temperatur, die Niederschläge und die Verdunstung, welche ausschlaggebend für die Bodenentwicklung sind. Ramann bezeichnet sie dementsprechend auch als Großwerte des Klimas und weist darauf hin, daß nicht nur die Höchst-, Mittel- und Mindestwerte der Temperatur, sondern auch die Häufigkeit ihrer Schwankungen, die Zeitdauer der Einwirkung über und unter dem Gefrierpunkt für den gedachten Vorgang von höchster Bedeutung sind. Desgleichen spielt außer der Höhe der Niederschläge, ihre Verteilung während der Zeit des Jahres und die Stärke der einzelnen Niederschlagsergüsse eine große Rolle. Ganz besonders wichtig erweist sich aber nach jenem Autor das Verhältnis zwischen der Menge und Häufigkeit der Niederschläge zur Höhe der Verdunstung, ebenso wie die zeitliche Verteilung der letzteren über das Jahr. Dabei zeigt sich aber der meteorologische Begriff Luftfeuchtigkeit als belanglos, doch kann nach Ramann nicht eindringlich genug betont werden, „daß es die Höhe der Verdunstung und nur die Verdunstung ist, welche den wichtigsten gestaltenden Einfluß auf die Pflanzenwelt und die Bodenbildung ausübt“[2]). Daß ferner das Klima des Bodens z. T. recht stark von dem der Luft abzuweichen vermag und als besondere Eigentümlichkeit desselben die fast ständige Sättigung der Bodenluft mit Wasserdampf anzusehen ist, wird gleichfalls von unserem Gewährsmann stark betont. Er erkennt in dieser Verschiedenheit die Ursache der oftmals vom Luftklima abweichenden Bodenbeschaffenheit. Da es nun aber nicht zu verkennen ist, daß außer der physikalisch und chemisch sich betätigenden Verwitterung auch die im Boden zirkulierenden Wässer sowie die nach dem Absterben der in

[1]) A. Penck, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1910.

[2]) E. Ramann, Bodenbildung. S. 3.

und auf dem Boden wohnenden Organismen in dem Boden verbleibenden Rückstände in gleicher Weise bei der Bodenbildung beteiligt sind, so räumt Ramann diesen drei Faktoren gemeinsam die Bedeutung von Großwerten der Bodenbildung ein[1]).

Bevor wir jedoch in die Einzelbesprechung der Großwerte der Bodenbildung eintreten, sei noch eines Umstandes gedacht, der schon einmal anfangs unserer Darlegungen kurz, aber betonend, erwähnt wurde. Niemals kann nämlich ein Boden als eine endgültig abgeschlossene Bildung angesehen werden, denn er unterliegt fortwährender Umbildung, er hat daher immer nur als Ausdruck einer gewissen Entwicklungsphase zu gelten, die unter den gegebenen Bedingungen und Verhältnissen jeweiliger örtlicher Lage eine scheinbar konstante Größe annimmt, aber durch einen jeden Wechsel der Bedingungen sofort verändert und einem neuen Zustande zugeführt werden kann. L. Milch[2]) hat auf Grund dieser Erscheinung von dem Grad der Verwitterung gesprochen und ist zu der sich in unserem Sinne bewegenden, wohl zu beherzigenden Schlußfolgerung gelangt, daß auf rein petrographischer wie auch geologischer Grundlage schon infolge dieses Verhaltens keine Festlegung der Böden möglich sei; denn das gleiche Gestein liefere im Laufe seiner Verwitterung vielerlei verschiedene Böden, und Böden, die sich aus Gliedern einer gleichen petrographisch wohl definierten Gruppe bilden, können in jedem Stadium verschiedene Böden hervorbringen. Auch petrogenetisch sehr verschiedene Gesteine (wie z. B. Granite und Gneise) vermögen in jedem Stadium gleiche Böden zu liefern, aber im Laufe des Bodenbildungsfortschritts nähern sich die Produkte der verschiedensten Ausgangsgesteine immer mehr, bis aus solchen schließlich im letzten Stadium ihrer Entwicklung Gebilde hervorgehen, die ihrer Herkunft nach nicht mehr zu unterscheiden sind. Dieses offene Bekenntnis seitens eines hervorragenden Petrographen, wie Milch, erweist sich in mehrfacher Hinsicht als besonders wertvoll für den von uns in der Lehre von der Entstehung des Bodens vertretenen Standpunkt. Während seine Sätze nämlich klar zum Ausdruck bringen, daß eine ständig eintretende Veränderung des Bodens besteht, die aber nichts mit der stofflichen Zusammensetzung der bodenbildenden Gesteine zu tun hat, sondern deren Ursache wir wohl letzten Endes, ohne fehlzugehen, in der Veränderlichkeit der Verwitterungsfaktoren, also klimatischer Größen, zu suchen haben, deuten sie zugleich auf eine völlige Bankerotterklärung und Verzichtleistung derjenigen Bemühungen hin, welche auf rein petrographisch-geologischer Grundlage allein die Lehre von der Entstehung des Bodens aufzubauen trachten. Daraus darf aber nicht geschlossen werden, daß

[1]) E. Ramann, Bodenbildung. S. 4.

[2]) L. Milch, Über die Beziehungen der Böden zu ihren Muttergesteinen. Mitteil. d. Landw. Inst. d. Universität Breslau. Bd. III, Heft 5. 1906. S. 895.

überhaupt keine Beziehungen zwischen Petrographie, Geologie und Bodenkunde bestehen[1]), wohl aber muß uns die wertvolle Arbeit Milchs vor übertriebener Wertschätzung eines solchen Verhältnisses dringend warnen. Andererseits darf niemals vergessen werden, daß sich wohl eine ungeheuer große Anzahl der verschiedensten Gesteine am Aufbau der Erdoberfläche beteiligen, daß aber die Zahl der Bodenarten ihrer petrographischen Natur nach außerordentlich gering ist.

Schließlich wäre noch besonders darauf aufmerksam zu machen, daß wir keinesfalls mit dem Boden, der, wie wir erfahren haben, der durch Verwitterung hervorgegangene, oberste Teil unserer Erdoberfläche ist, weder den Ackerboden noch die Ackerkrume verwechseln dürfen.

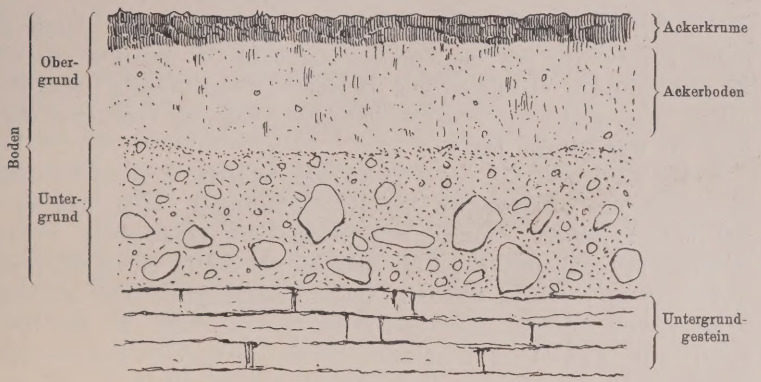


Abb. 1.

Wir können den vom Land- und Forstwirt benutzten Boden als sogenannten Obergrund dem Untergrunde gegenüberstellen. Als Ackerkrume ist aber nur der alleroberste Teil des Obergrundes zu verstehen, der durch den künstlichen Eingriff von Menschenhand in Gestalt von Düngung und Bearbeitung eine erneute Beeinflussung, speziell Lockerung, erfahren hat. Soweit hierfür der Pflug in Betracht kommt, handelt es sich um eine etwa 2—3 dcm mächtige Schicht. Sie zeichnet sich durch eine gleichmäßige Mischung der Erdteilchen mit Humus aus und hebt sich infolgedessen durch ihre dunklere Färbung schon rein äußerlich deutlich von dem übrigen Obergrund ab. Letzterer, nicht mehr vom Pfluge bewegter Anteil, aber dennoch gleichfalls von großer Bedeutung für den Ackerbau, wird dementsprechend Ackerboden benannt. Aber auch dem sogenannten Untergrund ist ein erheblicher Einfluß auf die Anbauverhältnisse wie auf die Ernährung der Pflanzen nicht abzusprechen. Die beigegebene schematische Übersicht möge dieses Verhältnis erläutern.

[1]) Vergl. u. a. auch H. Gruner, Landwirtschaft und Geologie. Berlin 1879.

Kapitel 3

Die Arten der Verwitterung, ihr Zustandekommen und ihre Wirkungen

Schon im voraufgegangenen Kapitel war darauf aufmerksam gemacht worden, daß wir die Verwitterung nach der Art ihres Wirkens in physikalische, chemische und biologische Verwitterung einzuteilen haben. Wir werden uns nunmehr mit diesen einzelnen Vorgängen etwas näher zu beschäftigen haben.

Die einfachste Art der Verwitterung vollzieht sich unzweifelhaft in Gestalt des mechanischen Zerfalls der Gesteine, denn handelt es sich doch in diesem Vorgang lediglich um eine Veränderung des Gesteins in physikalischer Hinsicht, insofern als die in einem mehr oder minder festen Verband stehende Gesteinsmasse gelöst und zu einem Trümmerwerk stofflich unveränderter Bruchstücke wird. Er wird physikalische Verwitterung genannt und verdankt sein Zustandekommen verschiedenen Umständen. Ganz allgemein gesprochen ist die physikalische Verwitterung als Ausfluß der Schwankungen in der Sonnenbestrahlung unserer Erdoberfläche anzusehen. Die Ausdehnung aller Körper beim Erwärmen, ihre Zusammenziehung beim Erkalten ist die wichtige Folge dieser Erscheinung, sie kommt auch den die Erdoberfläche bildenden Gesteinen zu. Der durch die Temperaturschwankung eintretende Volumwechsel führt notwendigerweise zu einer Lockerung des Gesteinsgefüges, die sich anfänglich nur durch Entstehung feiner Risse und Sprünge verrät. Allmählich erfahren dieselben jedoch eine genügende Verbreiterung, um das Gestein in ein Haufwerk von Bruchstücken zerfallen zu lassen. Die Lockerung des Gesteinsgefüges vollzieht sich um so mehr, je größer die Schwankungen in der Erwärmung des Gesteins sind und je häufiger der Wechsel in der Wärmezufuhr oder Abnahme erfolgt, desgleichen um so verschiedenartiger die Gesteine ihrem Mineralbestande nach zusammengesetzt sind. D. h. die Lockerung sowie der Vorgang, der zu derselben führt, hängen dem Grade ihrer Intensität nach nicht nur von der äußeren Kraftwirkung, sondern auch von der Beschaffenheit des Gesteins ab, insofern nämlich als die am Aufbau derselben beteiligten Minerale ein verschiedenes Ver-

halten in bezug auf die Aufnahme, Leitung und Abgabe der Wärme zeigen. Demnach erweist sich die spezifische Wärme der Gesteine sowie besonders die ihrer Gemengteile als eine ausschlaggebende Größe für den Vollzug des Vorganges. Aber auch die Farbe der Gesteine und ihrer Gemengteile ist im gleichen Sinne von erheblicher Bedeutung, wozu sich noch andere Momente gesellen, deren allseitige Berücksichtigung hier aber zu weit führen würde. Die Erscheinung in ihrer Gesamtheit nennt man Insolation, ihre Wirkung ist erfahrungsgemäß in den Wüstengebieten der Erde am größten. Ganz neuerdings wird auch dem Einfluß ultravioletter Strahlen bei der Wirkung der Insolation große Bedeutung beigelegt[1]).

Ein anderer hierhergehöriger Vorgang mit gleichem Ergebnis wird durch die Sprengwirkung des gefrierenden Wassers, das bekanntermaßen beim Übergang in den festen Zustand, Eis, sein Volumen beträchtlich vermehrt, ausgelöst. Diese Wirkung vermag sich jedoch erst dann von Einfluß zu erweisen, wenn das Eindringen des Wassers in die Spalten und Sprünge des Gesteins schon voraufgegangen ist. Diese Vorbedingung kann aber einmal durch stattgefundene Insolation, andermal durch besondere, später zu betrachtende Einflüsse mechanischer Art erfüllt werden. Die durch die Sprengwirkung des Eises hervorgebrachte physikalische Verwitterung ist ihrem Ausmaße nach für den Gesteinszerfall an jenen Orten der Erdoberfläche von größter Bedeutung, wo die Bedingungen für das Zustandekommen des Spaltenfrostes am günstigsten sind. Dies ist aber in den kalten Zonen und im Hochgebirge der Fall.

Die oftmalige Wiederholung des Gefrierens und Auftauens gewährleistet einen hohen Grad der mechanischen Zerstörung der Gesteine. Die sich aber unter Umständen daran anschließende mit dem Transport des Gesteinsmaterials durch Wasser, Wind oder Eis verbundene weitere Zertrümmerung, sowie die durch die Korrasionsvorgänge hervorgerufenen Veränderungen und Umwandlungen der Gesteine, haben wir aus den schon dargelegten Erwägungen von dem Vorgange der eigentlichen physikalischen Verwitterung auszuschließen, trotzdem durch ihre Wirksamkeit auch eine Aufbereitung des Gesteinsmaterials geschieht.

Ungleich tiefer einschneidend macht sich der als chemische Verwitterung seit alters her bezeichnete Vorgang bemerkbar. Die chemische Verwitterung erweist sich jedoch zumeist nicht allein wirksam, sondern sie tritt mehr oder weniger innig verbunden mit der physikalischen Verwitterung gemeinsam auf. Sie erfolgt ständig unter Vermittelung des aus der Atmosphäre stammenden Wassers, und ihre Tätigkeit ist

[1]) W. Lozinski, Ein unsichtbarerer geologischer Faktor. Annales de la Soc. Geol. de la Pologne à Cracovie. 4. 1927. S. 93.

darauf gerichtet, das Gesteinsmaterial nicht nur zu zerkleinern, sondern die Stoffbestandteile desselben sogar zu zerlegen, d. h. sie in andere chemische Verbindungen zu überführen oder ganz aufzulösen. Aber nicht dem Wasser allein kommt ein solches Vermögen zu, auch die der Luft entstammende Kohlensäure und der Sauerstoff beteiligen sich daran. Diese drei den chemischen Verwitterungsvorgang bedingenden und auslösenden Agentien werden gemeinsam als Atmosphärilien zusammengefaßt. Wie weit sich die in der Luft außerdem noch vorhandene salpetrige und schweflige Säure sowie Ammonnitrat und dergl. Substanzen in genannter Richtung von Einfluß erweisen, ist nach den bisher vorliegenden Kenntnissen als noch wenig befriedigend geklärt anzusehen. Es sei dies hier nur aus dem Grunde bemerkt, weil man noch in jüngster Zeit geglaubt hat, der salpetrigen Säure eine bevorzugte Mitwirkung bei dem Zustandekommen einer gewissen Bodenart[1]) zuschreiben zu müssen.

Die Zerlegung der Gesteine durch die soeben bezeichneten Agentien kann eine verhältnismäßig sehr einfacheErscheinung sein, nämlich dann, wenn es sich in ihrer chemischen Zusammensetzung um Stoffe handelt, die sich den genannten Agentien gegenüber als nur wenig widerstandsfähig und damit direkt zugänglich erweisen. Für die an der Erdoberfläche befindlichen Gesteinskörper gilt nun aber in bezug auf ihre Anwesenheit das nur geringe Ausnahmen kennende Gesetz, daß mit Zunahme der Unangreifbarkeit und Schwerlöslichkeit eines Gesteins seine Gegenwart und Verbreitung an der Erdoberfläche zunimmt, sodaß im allgemeinen den schwerlöslichsten Verbindungen die Hauptanteilnahme am Aufbau der oberflächlich vorhandenen Gesteinswelt zukommt. Dennoch treffen wir aus hier nicht näher darzulegenden Gründen auch Stoffe von verhältnismäßiger Leichtlöslichkeit in großer Ausdehnung an, wie z. B. Kalk-, Dolomit- und Gipsgesteine, ja, unter besonderen Verhältnissen, auch wohl das leichtlösliche Steinsalz, das jedoch aus unseren Erörterungen, infolge der soeben gedachten Ausnahmeverhältnisse wie ferner wegen seiner absoluten Untauglichkeit, als bodenbildendes Gestein dienen zu können, gänzlich ausscheidet. Während nun aber der Gips von reinem Wasser noch immerhin ziemlich leicht in Lösung gebracht zu werden vermag, kann das Wasser allein den Kalk und Dolomit nur schwierig lösen und bedarf zu dem Zwecke der Unterstützung der Kohlensäure, indem auf diese Weise die Hydrokarbonate oder Bikarbonate des Kalziums und Magnesiums zur Bildung gelangen, die eine lösliche Form des Kalkes und der Bittererde darstellen. Die meisten Gesteine bestehen aber nicht, wie wir schon erkannt haben, aus solchen

[1]) Vergl. u. a. die Angabe über Lateritbildung bei Joh. Walther, a. a. O., S. 564.

Mineralstoffen, sondern neben Quarz sind es Silikate, die sich an ihrem Aufbau beteiligen, und diese gerade sind die wichtigsten Bodenbildner. Hier ist eine so einfache Lösungsmöglichkeit wie durch Wasser nicht mehr möglich, desgleichen vermag auch die Kohlensäure nicht direkt in gedachter Weise anzugreifen, und der Sauerstoff ist nur imstande, eine Oxydation einzelner Stoffanteile, und zwar solcher, die hierfür besonders empfänglich sind, wie z. B. die Eisenoxydulverbindungen, zu bewirken. Doch muß auch hier, falls eine Wirkung erzielt werden soll, eine Einwirkung des Wassers voraufgegangen sein. Wenn nun auch wohl das Wasser als solches allein, d. h. in gänzlich reiner Form bei der Zerlegung der Silikatgesteine in der Natur zur Wirkung gelangt, so erscheint es doch zweckmäßig, den chemischen Verwitterungsvorgang unter obigem Vorbehalt in der Weise zustandekommend darzustellen, daß auch den übrigen Agentien Rechnung getragen wird, wenngleich es nach neueren Forschungen[1]) als sehr wahrscheinlich zu gelten hat, daß der Einwirkung des Wassers die Hauptrolle bei den verwickelten Vorgängen der chemischen Aufbereitung der Gesteine und Minerale zugesprochen werden muß.

Die besagte Wirkung des Wassers beruht auf dem Vermögen, eine hydrolytische Spaltung oder Hydrolyse auf die Silikatminerale ausüben zu können. Die Erkenntnis eines solchen Vorganges verdanken wir aber erst der neuzeitlichen physikalisch-chemischen Forschung. Es hat sich nämlich gezeigt, daß das Wasser durchaus kein so indifferenter Körper ist, wie man früher anzunehmen gewohnt war. Vielmehr beteiligt sich das Wasser infolge seiner, wenn auch nur äußerst schwachen, Dissoziation, d. h. seines geringen Molekülzerfalls in freie Ionen, selbsttätig an den Reaktionen und Umsetzungen. Im dissoziierten Zustande wirken seine verschieden elektrisch geladenen Teile oder Ionen Wasserstoff (H) und Hydroxyl (OH), sodaß das Wasser sowohl als schwache Säure wie auch als schwache Base sich zu betätigen imstande ist. Von der geringen Stärke dieser Wirkungsmöglichkeit erhält man eine Vorstellung, wenn man berücksichtigt, daß in 10 Millionen Liter Wasser ein Molekül freier Wasserstoff- und Hydroxyl-Ionen vorhanden sind, nämlich 1 g H und 17 g OH. Unter solchen Verhältnissen ist allerdings nur eine sehr verschwindende Wirksamkeit denkbar, dennoch genügt sie vollends, um jene gewaltigen Prozesse der chemischen Verwitterung zur Auslösung zu bringen, weil der Natur Zeit und Wassermenge in nahezu unbegrenzter Fülle für ihre Zwecke zur Verfügung stehen. Kommt das Wasser mit irgendeinem Salz, besonders mit einem solchen, welches nur eine schwache Säure enthält, wie es die Kieselsäure ist,

[1]) Vergl. besonders Cushman u. Hubbard: U. St. Dep. of Agr. Off. of public. Roads. Bull. 28. 1908.

in Berührung, so tritt unter teilweiser Lösung des Salzes gleichfalls eine Spaltung desselben ein, indem sich nämlich die elektrisch positiv geladenen Wasserstoffteile des Wassers mit Teilen des schwachen Säureanteils aus dem Salz zu einer freien Säure verbinden und die elektrisch negativ geladenen Hydroxylionen mit den positiven Metallionen des Salzes zu einer freien Base zusammentreten. In dem von uns gewählten einfachen Fall, wo es sich um eine nur wenig dissoziierte Säure in einem Salz (Silikat) von großer Schwerlöslichkeit handelt, scheidet sich aus dem Lösungsmittel Wasser diese Säure aus, und zwar in amorpher, kolloidaler Form. Sie überzieht das Silikat mit einer dünnen Haut, die ihrer Zusammensetzung nach aus Kieselsäure oder zusammengesetzten Kieselsäuren bestehen kann, je nachdem das Silikat einem einfachen oder polykieselsauren Salz angehört. Hierdurch wird aber das von der kolloiden Kieselsäure umhüllte Silikat vor weiteren Angriffen des Wassers geschützt, sofern nicht eine Diffusion des Wassers durch die Haut hindurch stattfindet. Jedenfalls tritt aber auf diese Weise eine Verlangsamung des Zerlegungsvorganges ein, die zur Ausbildung der bekannten Erscheinung des schalenförmigen Aufbaues solcher Verwitterungsprodukte führt. Im Innern befindet sich ein noch frischer Kern, das Äußere wird von den erwähnten Hüllen, die von Sprüngen durchsetzt sind, gebildet. Die freien Basen werden dagegen entweder durch das überschüssig vorhandene Wasser ausgewaschen, oder es üben die kolloiden Ausscheidungsprodukte auf sie, wie auch auf das Wasser, eine Anziehungskraft aus und legen einen Teil derselben frei. Man sagt, die Basen werden absorbiert.

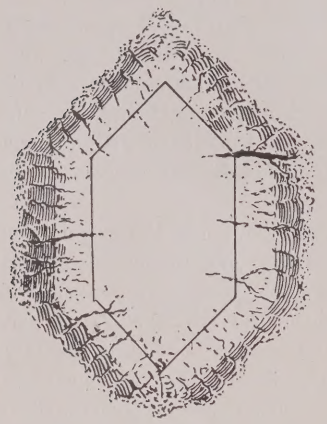


Abb. 2.
Verwitterndes Mineral mit kolloiden Hüllen oder Rinden und Sprüngen.

Von allen Silikaten sind aber die aluminiumhaltigen die verbreitetsten in der Natur. Zu ihnen gehören u. a. vornehmlich die Feldspäte und die Glimmer. Vermutlich sind die Tonerde und die Kieselsäure in ihnen zu sogen. komplexen Säuren, Aluminiumkieselsäuren, verbunden, und der Vorgang der Hydrolyse gestaltet sich hier zwar ähnlich, aber komplizierter. Allerdings gehen die Ansichten über den Kernpunkt des Geschehens noch sehr auseinander[1]), dennoch darf man wohl der Auffassung Raum geben, daß sich außer den Basen der Alkalien und Erd-

[1]) Vergl. z. B. die Literatur bei H. Niklas: Chem. Verwitterung der Silikate. 1912.

alkalien kolloide wasserhaltige Zerteilungen von Aluminium und Eisenoxydhydrat sowie Kieselsäure, und zwar wohl zunächst in Solform bilden, um dann später ausgeflockt zu werden. Letztere liefern einen Komplex von Verbindungen, die unter der Bezeichnung Ton bekannt sind, ihrer chemischen Zusammensetzung nach entsprechen die reinsten Produkte dieser Art einem wasserhaltigen Tonerdesilikat von der Formel Al_2O_3, $2\,SiO_2$, $2\,H_2O$. Es ist jedoch darauf hinzuweisen, daß die chemische Zusammensetzung dieser aus dem Silikatmolekül stammenden Komplexe recht verschieden sein kann, indem meist mehr SiO_2, als obiger Formel entspricht, vorhanden ist. In welcher Beziehung die gleichfalls durch chemische Verwitterung aus den Silikatmineralen hervorgegangenen „zeolithartigen" oder „austauschfähigen" Körper zum Verwitterungsprodukt Ton stehen, und ob wir es in diesen, wie in obigen Substanzen, mit chemischen Verbindungen oder mit gemengten Gelen zu tun haben, ist bisher noch nicht einwandfrei erkannt; wohl ist aber sicher, daß es sich in allen Fällen um amorphe (kolloide) Körper handelt[1]). Wir werden auf diese Verhältnisse noch später bei anderer Gelegenheit zurückzukommen haben. Unter den Bedingungen unseres mitteleuropäischen Klimas sind diese Gebilde jedoch einer weiteren hydrolytischen Spaltung nicht mehr fähig.

Nach eingeleiteter oder voraufgegangener Hydrolyse der Silikate vermag sich auch die Kohlensäure erheblich am Zerlegungsvorgang zu beteiligen, indem sie einerseits mit den basischen Anteilen Karbonate und Bikarbonate bildet, andererseits schon vorhandenes, lösliches Kalisilikat ebenfalls in Alkalikarbonat überführt; auch vermag sie eine Zerstörung der kolloidalen Überzüge von Aluminiumkieselsäure herbeizuführen, und dürfte deren Zerfall in kolloide Tonerde und Kieselsäure ihrem Einfluß zuzuschreiben sein. Daß aber Wasser und Kohlensäure, einschließlich Sauerstoff, nicht die einzigen bei der chemischen Verwitterung wirksamen Substanzen sind, werden wir sogleich erfahren.

Im Verlauf der chemischen Verwitterung bilden sich nämlich durch den Angriff des Wassers auf die Gesteine Salzlösungen von allerdings nur geringer Konzentration, und ferner erweist sich das Wasser überhaupt niemals ganz frei von gelösten Stoffen, sodaß die in Wasser gelösten Stoffe je nach Art und Menge mit den durch den Verwitterungsvorgang noch nicht in Lösung gebrachten oder den schon abgeschiedenen Stoffen in Wechselwirkung treten, wodurch Prozesse eingeleitet werden, die zumeist mit dem Namen „komplizierte Verwitterung" belegt werden. Sie führen zu einer weitgehenden Zerlegung der Ge-

[1]) Vergl. H. Schneiderhöhn: Über die Umbildung von Tonerdesilikaten usw. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. II, 1916, S. 217.

steinsbestandteile, deren Vollzug wir aber im einzelnen hier nicht näher verfolgen können. Ganz besonders wirken in dieser Richtung die durch das organische Leben an der Erdoberfläche ausgelösten Vorgänge mit, und wir kommen auf diese Weise zu der dritten Art der Verwitterung, die sich allerdings ihrer Wirkungsweise nach sowohl physikalisch als auch chemisch zu betätigen vermag und erst dann ihren vollen Einfluß geltend macht, wenn ihr schon bis zu einem gewissen Grade die beiden vorgenannten Kräfte vorgearbeitet haben. Es ist dies die organische oder biologische Verwitterung. Sie tritt in äußerst mannigfaltiger Art in Erscheinung.

Zunächst sei der Mitwirkung der Organismen als Ausfluß ihrer Lebenstätigkeit für den in Rede stehenden Vorgang gedacht. Die sich in dieser Richtung geltend machenden Einflüsse sind verhältnismäßig recht einfacher Art und äußern sich in erster Linie in Hinsicht auf die physikalische Seite des Aufbereitungsvorganges, wenngleich nicht außer acht gelassen werden darf, daß auch chemische Vorgänge weittragender Art damit verbunden sind. Diese unmittelbare Anteilnahme der Organismenwelt an den Vorgängen der Verwitterung ist ein durchaus nicht zu unterschätzender Faktor für die Zerlegung der am Aufbau der Erdkruste beteiligten Gesteinsmassen, doch kommt der Pflanzenwelt in diesem Vermögen ganz entschieden eine weit größere Bedeutung als der Tierwelt zu.

Es gibt im Pflanzenreich eine Anzahl von Vertretern, welche in bezug auf ihren Standort außerordentlich bescheiden sind. Sie nehmen nicht nur mit dem ihnen dargebotenen kleinsten Raum, sondern auch mit geringster Nahrung vorlieb. Hier seien vor allen Dingen die Flechten und die Moose genannt, die ja auch bekanntlich in Hinblick auf den zu erörternden Gegenstand, geradezu als Pioniere der Pflanzenwelt Bezeichnung gefunden haben. Überall dort, wo sich feine Risse, Sprünge und Spalten, vorgebildet durch physikalische Verwitterung, in den Gesteinen vorfinden, siedeln sich zunächst die Flechten an und vergrößern durch ihre Wurzeltätigkeit die ihnen vorgewiesenen Wege. Solches kann in der Weise geschehen, daß durch den mechanischen Einfluß des Eindringens der kleinen Würzelchen nur eine erhöhte Lockerung des Gesteinsgefüges erzeugt wird, oder es können auch andererseits durch die mit der Wurzeltätigkeit bezw. mit dem ernährungsphysiologischen Vorgang der Flechten im Zusammenhang stehenden Einflüsse chemische Veränderungen des Substrates hervorgerufen werden. Somit wird eine, wenn auch anfänglich nur recht bescheidene, Veränderung der Gesteinsbestandteile im Sinne einer Bodenbildung angebahnt. Da nun aber die Flechten die Alkalien und Erdalkalien von allen anderen anorganischen Bestandteilen des Gesteins zu ihrer Ernährung bevorzugen, so ist der soeben gedachten Tätigkeit mehr oder weniger bald ein Ziel

gesetzt, nämlich dann, wenn es den Flechten nicht mehr gelingt, aus dem ihnen zur Verfügung stehenden geringen Gesteinsmaterial diese Stoffe zu entziehen, was aber bei dem geringfügigen Wirkungskreis ihrer Würzelchen in absehbarer Zeit eintreten muß. Infolgedessen werden sie genötigt sein, den Kampf um ihre Erhaltung schließlich aufzugeben und damit solchen Pflanzen das Feld zu räumen, die sich infolge ihrer Ansprüche den gegebenen Bedingungen besser anzupassen wissen. Zugleich vermehren sie nach ihrem Absterben, insofern als sich ihre Leibessubstanz mit der von ihnen zu ihren Lebzeiten umgewandelten Gesteinssubstanz vermischt, das Bodensubstrat und schaffen damit für andere Pflanzen mit höheren Ansprüchen einen geeigneteren Standort. Nun sind aber gerade die Moose im Gegensatz zu den Flechten kieselsäureliebende Pflanzen, und dementsprechend als Konkurrenten und Nachfolger besonders geeignet. Auch kommt letzteren ein für die Gesteinsaufbereitung nicht zu unterschätzendes Vermögen zu, indem sie ganz hervorragend dazu befähigt sind, große Wassermengen leicht aufzunehmen, sie aber schwer wieder abzugeben. So konnte z. B. die von Moospolstern absorbierte Wassermenge auf das Sechsfache ihres Eigengewichtes ermittelt werden, und während es zur Aufnahme und Sättigung mit dieser Wassermenge nur einer einzigen Minute bedurfte, erfolgte die Abgabe des aufgenommenen Wassers erst nach sieben Tagen. Was ein derartiges Verhalten in bezug auf die Umwandlungserscheinungen im Gefolge hat, braucht wohl nicht des näheren erörtert zu werden. Es sei nur darauf hingewiesen, daß unter solchen Umständen selbst noch in trockenen Zeiten die hydrolytische Tätigkeit des Wassers zur Geltung gelangen kann, und daß ferner die aus den Moospolstern stammenden löslichen organischen Substanzen auf diese Weise eine nachhaltende Wirkung auf die Gesteinsunterlage ausüben und gemeinsam mit den Wurzeln energisch und tiefeingreifend die Gesteine verändern[1]). Wir sind jedenfalls in der Lage, aus diesen wie anderen Erscheinungen den Schluß abzuleiten, daß die niederen Pflanzen während ihres Lebens, also vermöge ihres Lebensprozesses, beträchtlichen Anteil an der Gesteinsaufbereitung haben und den höheren wildwachsenden Pflanzenarten den Standort vorbereiten, wie dieses u. a. F. Senft[2]), worauf besonders hingewiesen sein möge, an einem besonderen Beispiel so überzeugend dargetan hat. Wie weit bei all diesen Vorgängen die von der Pflanzenwurzel ausgeschiedene Kohlensäure oder auch organische Säuren mitbeteiligt sind, ist hier nicht der Ort des näheren

---

[1]) Vergl. hierzu E. Blanck, Verwitterungskundliche Studien zum Tafoni- und Karrenproblem im Mittelgebirge. Intern. Mittlg. f. Bdk. 11. 1919.

[2]) F. Senft, Der Erdboden nach Entstehung und Eigenschaften und Verhalten zur Pflanzenwelt. Hannover 1888.

Eingehens[1]). Zweifelsohne nimmt aber auch die höhere Pflanzenwelt geradeso wie die niedere an diesem Werke Anteil. Die Erscheinungen dieser Art sind aber so allgemein bekannt, daß wir uns an dieser Stelle mit ihnen nicht weiter zu beschäftigen wünschen. Es sei denn, daß wir unsere Aufmerksamkeit nur noch auf die durch mikrobielle Tätigkeit in gleicher Richtung ausgelösten Vorgänge lenken, von denen allerdings bisher wenig bekannt geworden ist, trotzdem mit Sicherheit angenommen werden muß, daß ihr Einfluß weit größer, als meist geglaubt wird, ist[2]).

Die Beteiligung der Tierwelt am Verwitterungsvorgang beansprucht dagegen wohl nur insoweit nennenswerte Berücksichtigung, als es sich um Umwandlungen in dem schon ausgebildeten Boden handelt, falls wir nicht die bisher wenig studierten und ihrem Ausmaße nach kaum festgelegten Einflüsse von Spinnen, Kerbtieren und dergl., die in und auf zermürbten Gesteinen leben, heranziehen wollen. Auch sei an die seit Darwins Forschungen[3]) bekannten Wirkungen der Tätigkeit der Regenwürmer erinnert, ferner an die der Termiten in tropischen Ländern, obschon es sich auch hier um Vorgänge handelt, die sich in einem schon fertigen Boden abspielen. Wie hoch wir nun aber auch die Wirkungen des gesamten organischen Lebens auf die Zerlegung der Gesteine, also bei der Verwitterung, einschätzen mögen, so erweisen sie sich doch verhältnismäßig geringfügig demgegenüber, was die organische Substanz nach dem Absterben des Pflanzen- und Tierkörpers in dieser Richtung zu leisten vermag. Hier offenbart sich erst so recht die ganze Größe der organischen Verwitterung, und zwar nicht nur als Faktor der Gesteinszerstörung, sondern vor allen Dingen als Vorgang der sich im Boden vollziehenden Umwandlungserscheinungen. Um dieses jedoch verstehen und bewerten zu können, wird es zweckmäßig sein, erst dem Humus und der Humusbildung unsere Aufmerksamkeit zu schenken.

Die nach dem Absterben von Pflanze und Tier an der Oberfläche des Erdbodens oder, wenn ein Boden als solcher schon vorhanden ist, in demselben angehäuften organischen Substanzen unterliegen Zersetzungen und Umwandlungen, deren Verlauf von den äußeren Verhältnissen im höchsten Grade abhängig ist. Man unterscheidet demzufolge Verwesung und Fäulnis als die beiden den Vollzug der Aufbereitung der organischen Massen regelnden Prozesse. Durch diese Vorgänge

---

[1]) Vergl. Th. Pfeiffer und E. Blanck, Die Säureausscheidung der Wurzeln und die Löslichkeit der Bodennährstoffe in kohlensäurehaltigem Wasser. Landw. Versuchsst. Bd. 77. 1912. S. 217.

[2]) Vergl. K. Bassalik, Über Silikatzersetzung durch Bodenbakterien. Centralblatt f. Bakt. II. Bd. 39. S. 154. Desgl. Zeitschr. f. Gärungsphysiologie 3. 1913. S. 15.

[3]) Ch. Darwin, Die Bildung der Ackererde durch die Tätigkeit der Würmer. 1881 bezw. schon 1840.

werden aus den kompliziert aufgebauten organischen Verbindungen des Pflanzen- und Tierkörpers einfache Substanzen erzeugt, und zwar kann dies einmal unter Mitwirkung von Sauerstoff und unter Beteiligung von Mikroorganismen geschehen, wodurch Kohlensäure, Wasser und einfache Verbindungen des Stickstoffs als Endprodukte hervorgehen, oder es kann andererseits unter Ausschluß des Sauerstoffs mit oder ohne Anteilnahme der Organismenwelt vonstattengehen, wobei zwar auch einfach zusammengesetzte Verbindungen auftreten, aber doch nicht von so einfacher Art, als daß sie nicht noch weiter durch Sauerstoff abgebaut werden könnten. Man spricht in ersterem Falle von Verwesung, im zweiten von Fäulnis, doch stellen sich beide nicht als zeitlich wie örtlich streng geschiedene Vorgänge dar, insofern nämlich, als die Verwesung stets von Erscheinungen der Fäulnis begleitet wird. Dieser Umstand findet seine Ursache in der verschiedenartigen Betätigung der niederen Organismen bei diesen Vorgängen, denn die luftbedürftigen (aëroben) Lebewesen vermögen beide Prozesse zu vollziehen, während die nichtluftbedürftigen (anaëroben) durch ihren Lebensvorgang nur Fäulnis hervorzubringen vermögen. Sodann beeinflussen die Unterschiede der Temperatur, des Feuchtigkeitsgrades, des Salzgehaltes und die der vorhandenen Sauerstoffmenge sowohl Verwesung wie Fäulnis im höchsten Maße.

Falls nicht besonders günstige Bedingungen vorliegen, geht die Zersetzung der organischen Stoffe im allgemeinen nur sehr langsam und schrittweise vor sich. Geregelt wird der Verbrauch der organischen Substanz durch den Gehalt an für die chlorophyllosen Lebewesen nutzbarer Nahrung, sodaß die zu einer solchen nur wenig geeigneten Bestandteile der Zerlegung am längsten trotzen. Anaërobe Bedingungen, unter welchen fast nur Bakterienwirkung zur Geltung kommt, werden daher erhaltend auf die organischen Reste einwirken. Dagegen wird unter aëroben Verhältnissen ein solches Verhalten nur dann möglich sein, wenn geringe Temperatur, Gegenwart von nur wenig Feuchtigkeit und von ungenügenden Nährstoffmengen ungünstige Bedingungen für das Gedeihen der werktätigen Mikroorganismen schaffen. Infolge des verschieden schnell fortschreitenden Ganges in der Zersetzung entstehen außer den Endprodukten des Zerfalls, Kohlensäure, Wasser, Ammoniak und Salpetersäure, Übergangs- oder Zwischenprodukte, die gemeinhin als Humusstoffe Bezeichnung gefunden haben. Doch bevor es zu ihrer Entstehung kommt, unterliegen die Pflanzenbestandteile einer erheblichen Auslaugung ihrer Mineralstoffe. Bei all diesen Vorgängen beteiligt sich aber die tierische Substanz in weit geringerem Grade, und zwar schon allein deswegen, weil sie an Menge der Pflanzenmasse im Boden überhaupt nachsteht, andererseits aber auch infolge des Umstandes einer höheren Anteilnahme von Eiweißsubstanzen am Aufbau der Tierkörpers, wodurch sie den aufbereitenden Organismen eine viel

vorteilhaftere Nahrungs- und Energiequelle bietet und dementsprechend schnell aufgebraucht wird. Ohne hier auf die verwickelte und noch wenig erkannte chemische Natur der Humusstoffe einzugehen, sei dieselbe aufgefaßt als ein Komplex von kolloiden organischen Stoffen von recht verschiedener Zusammensetzung. Allerdings erweist sich der Begriff der Humussubstanz im Boden als sehr weitgehend, insofern gewöhnlich unter Humus die sämtlichen im Boden vorhandenen organischen Substanzen angesehen werden, sodaß also auch frische und unzersetzte sowie in Zersetzung begriffene Pflanzenbestandteile darunter fallen. Sven Odén[1]) definiert die Humusstoffe, indem er nur die äußeren Merkmale derselben heranzieht, als gelbbraun bis dunkelschwarzbraun gefärbte Substanzen von unbekannter Konstitution, die durch Zersetzung der organischen Substanz entstanden und, wenn auch nicht in Wasser löslich, so doch darin dispergierbar bezw. quellbar sind. Auch wollen wir nicht des wohl immer noch nicht ganz beendeten Streites[2]) über die chemische Natur der Humussäuren hier gedenken, da die zur Annahme ihrer Existenz beigetragenen Stoffe wohl nur ganz untergeordnet, sei es in Gestalt organischer Säuren oder sei es als organische Kolloidkörper, als Verwitterungsagentien in Frage kommen. Vielmehr liegt es nahe, eine freie Mineralsäure als nicht nur wesentlich für den Säurecharakter der Humussubstanzen mit in Anspruch zu nehmen, sondern sie auch in erster Linie für die großen Wirkungen des Einflusses der organischen Substanz auf die Verwitterung und Zerlegung der Gesteine verantwortlich zu machen. Das Zustandekommen dieser Säure erweist sich aber bei dem Zersetzungsvorgang der organischen Substanzen als recht wahrscheinlich. Es handelt sich um die beim Abbau von Eiweiß aus dem sich bildenden Schwefelwasserstoff durch Oxydation hervorgehende Schwefelsäure[3]). Dort, wo eine größere Menge Basen vorhanden ist, wird zwar die immerhin nur in geringer Menge auftretende Säure schnell gebunden, in basenarmen Gesteinen und Böden vermag diese Säure aber energisch anzugreifen. Indem sie u. a. das Eisen in Lösung bringt, verursacht sie eine Entfärbung, speziell Bleichung, der Gesteinsmasse, was vielfach zu der unbegründeten Annahme einer Kaolinentstehung unter Moorbildungen und Braunkohlen geführt hat.

---

[1]) Sven Odén, Die Huminsäuren. Dresden und Leipzig 1919. S. 29.

[2]) A. Baumann, Die freien Humussäuren des Hochmoores. Mitt. d. k. b. Moorkulturanstalt 1910 und die sich daran anschließenden Untersuchungen mit E. Gully. Ferner die diesbezüglichen Arbeiten Br. Tackes und H. Süchtings, sowie P. Ehrenbergs und F. Bahrs, Sven Odéns u. a. Vergl. auch E. Ramanns briefliche Mitteilung an W. Salomon, in dessen Abhandlung: „Die Bedeutung des Pliozäns f. d. Morphologie Südwestdeutschlands. Sitzungsber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss. 1919. 1. Abhdg. S. 21.

[3]) H. Kappen und M. Zapfe, a. a. O., Landw. Vers.-Stat. 90. 1917. S. 343.

Auch die von O. Beyer[1]) im Gebiet des sächsisch-böhmischen Quadersandsteins zuerst nachgewiesenen Ausblühungen von Kalium-Ammon-Sulfat verdanken nach den Untersuchungen E. Blancks[2]) der Wirkung solcher Humussäuren ihre Anwesenheit. Jedoch auch in anderen Gebieten konnten die gleichen Erscheinungen und Ursachen als sehr wahrscheinlich zutreffend erkannt werden[3]). Ja, selbst die Großformen der Verwitterung in Sandsteingebieten lassen sich in ihrer Entstehung auf die Wirkung der Schwefelsäure zurückführen.

In Hinsicht auf die Form der Humusmassen, die zur Ablagerung gelangen, können wir mit E. Ramann[4]) den dicht zusammengelagerten, schneidbaren und noch deutlich Pflanzenstruktur aufweisenden Torf (Flachmoor- und Hochmoortorf), ferner den Moder als amorphe, dunkle lockere Masse, die namentlich durch die mechanische Tätigkeit wühlender und grabender Tiere zerkleinert worden ist, und schließlich den geformten Kot oder Mull unterscheiden. Zu diesen gesellen sich endlich noch Gemische von humosen Stoffen ohne noch erhaltene Pflanzenstruktur, aber vermengt mit den Mineralteilen des Bodens. Sie tragen z. T. den Charakter von Ausfällungen. Die Anwesenheit all dieser Humussubstanzen auf oder in den Spalten des Gesteins oder im Boden gibt Veranlassung zu den verschiedenartigsten Umwandlungsvorgängen, die wir als Ausfluß der Einwirkung von Rohhumus oder sonstigen Humusablagerungen als organische Verwitterung im weitesten Sinne zusammenfassen. So kann die kolloide Natur des Humus unter Umständen eine sogenannte Schutzwirkung auf die Ausfällung von Mineralstoffen ausüben, wodurch das Wandern gewisser Substanzen, die gewöhnlich hierzu nicht befähigt sind, ermöglicht wird. Andererseits flocken die mit gelösten Mineralsubstanzen beladenen Gewässer (Elektrolyte) die Humussubstanzen aus, sodaß auf diese Weise die mannigfaltigsten Prozesse hervorgerufen werden, denen wir z. T. noch unser Interesse entgegenzubringen haben. Diese Erscheinungen hängen alle eng mit den klimatischen Verhältnissen zusammen und nehmen einen bevorzugten Anteil an der Bodenbildung. Da nun aber, wie schon mitgeteilt, physikalische, chemische und organische Verwitterung nicht streng voneinander ge-

[1]) O. Beyer, Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen d. sächs. Kreidegebietes. Z. d. D. geol. Ges. 1911.

[2]) E. Blanck, Die ariden Denudations- und Verwitterungsformen der sächs.-böhm. Schweiz. Tharandter forstl. Jahrb. 1922. Bd. 73.

[3]) E. Blanck und W. Geilmann, Chem. Unters. über Verwitterungserscheinungen im Buntsandstein. Ebenda 1924. Bd. 75. F. Klander, Über d. i. Buntsandstein wandernden Verwitterungslösungen. Chemie d. Erde. 2. 1926. S. 49. E. Blanck und L. Zapff, Über Tiefenverwitterungserscheinungen i. mittl. Buntsandstein. Chemie der Erde. 2. 1926. S. 446.

[4]) E. Ramann, Bodenbildung. S. 20.

trennt verlaufen, sondern sich meist nebeneinander vollziehen und auch nicht allerorten in der geschilderten einfachen Weise vor sich gehen, so werden die kompliziertesten Vorgänge angebahnt, denen wir aber hier, wie schon einmal angedeutet, in allen Einzelfällen nicht nachgehen können. Ob man dieselben aber gemeinsam als sogen. komplizierte chemische Verwitterung ansprechen soll, wie dies vielerseits geschehen ist, möge dahingestellt bleiben. Es scheint die Annahme viel berechtigter, daß hierunter ursprünglich, und damit z. T. auch noch heute, die sich im Gestein vollziehenden mannigfaltigen Zersetzungsvorgänge zusammengefaßt worden sind, die mit der atmosphärischen Verwitterung, der Oberflächenverwitterung, nichts weiter gemein haben, als eine Umwandlung des Stoffes, die aber unter ganz anderen Voraussetzungen und Bedingungen erfolgt.

Nach unseren diesbezüglichen allgemeinen Erörterungen über die zu unterscheidenden Sondervorgänge der Verwitterung und ihre Folgen wird es nunmehr angebracht sein, einen kurzen Überblick über die Natur und Beschaffenheit des Ausgangsmaterials für die Bodenbildung zu geben. Dieser Überblick kann um so mehr von ganz allgemeiner Natur sein, als wir uns nach unseren früheren Darlegungen stets bewußt bleiben müssen, daß es in Sonderheit das Klima ist, das die Verwitterung des Ausgangsmaterials und die jeweilige Beschaffenheit der entstehenden Bodenbildungen beherrscht.

Kapitel 4

Die Mineral- und Gesteinskörper als Ausgangsmaterial für den stofflichen Aufbau des Bodens

Nach den bisher gepflogenen Auseinandersetzungen unterliegt es wohl keinem Zweifel, daß weder alle am Aufbau der Erdoberfläche beteiligten Minerale und Gesteine, noch alle ihre Eigenschaften, selbst diejenigen, die für unsere Zwecke in Frage kommen, einer näheren Kenntnis und Einsicht bedürfen. Denn es scheiden sicherlich von den Gesteinen zunächst alle diejenigen aus, die durch ihre geringe räumliche Verteilung und Verbreitung nur ganz untergeordnet befähigt sind, sich bodenbildend zu betätigen. In bezug auf die Minerale gilt naturgemäß das gleiche, aber insofern noch im erhöhten Maße, als alle nichtgesteinsbildenden Minerale an den bodenbildenden Vorgängen so gut wie gar keinen Anteil haben. Diese Verhältnisse erleichtern jedenfalls ganz erheblich unsere Übersicht, weil wir durch sie in den Stand gesetzt werden, eine Auswahl innerhalb der so umfangreichen Körperwelt der Gesteine und Minerale zu treffen, wozu außerdem hinzutritt, daß unsererseits nur solche Merkmale und Eigenschaften dieser Körper Beachtung verdienen, die für den Verwitterungs- oder Aufbereitungsvorgang, sowie für die chemische und physikalische Beschaffenheit des Bodens von wesentlicher Bedeutung sind. Das sind aber in erster Linie nur die chemische Zusammensetzung der Gesteine und Minerale sowie für erstere noch die Struktur- und Texturverhältnisse, für letztere außer ihren Löslichkeitsverhältnissen ihre Härte und Farbe, ihr spezifisches Gewicht, ihre Spaltbarkeit, ihr Bruch und ihr Leitungsvermögen für Wärme. Alle optischen wie sonstigen Verhältnisse der Minerale treten infolgedessen für uns in den Hintergrund, nur bedarf es noch der Kenntnis ihrer Kristallform, insofern uns diese Rückschlüsse auf ihr Verhalten gegen Temperatureinflüsse erlaubt.

Als gesteins- und bodenbildende Minerale kommen für uns somit nur die mehr oder minder schwerlöslichen Minerale in Frage, da die leichtlöslichen Körper dieser Art, obgleich sie vom agrikulturchemischen Gesichtspunkt, wie dies z. B. für den Salpeter und die Kalisalze der Fall ist, von höchster Bedeutung sein können, dennoch nicht, und

zwar gerade wegen ihrer Löslichkeitsverhältnisse, imstande sind, sich am Aufbau des Bodens zu beteiligen, wennschon sie unter gewissen Verhältnissen im Boden vorhanden sein können. Ähnliches gilt für die meisten Phosphate.

Von der Betrachtung der im elementaren Zustande in der Natur vorhandenen Minerale können wir fast ganz absehen, falls wir nicht des Graphits, eines in Gneisen, Glimmerschiefern und im körnigen Kalk gelegentlich recht häufig auftretenden Gemengteils, ganz kurz gedenken wollen. Zwar ist seine bodenbildende Bedeutung, ganz abgesehen von seiner Verbreitung, schon aus dem Grunde nur eine sehr geringe, weil er als eine chemisch sehr schwer angreifbare Substanz und als Folge seiner äußerst niedrigen Härte ein recht ungeeignetes Bodenmaterial abgibt.

Schon wesentlich anders verhält es sich mit den zur Gruppe der Oxyde zu rechnenden Mineralen. Hier sind es die Oxyde des Eisens, des Aluminiums und des Siliziums, die unser erhöhtes Interesse beanspruchen müssen. Von ersteren sind hier zu nennen das Eisenoxyd, Fe_2O_3, das den Eisenglanz und das Roteisenerz (Hämatit) bildet, und das Eisenoxydul, Fe_3O_4, das Magnetit oder Magneteisenstein heißt. Namentlich letzterer ist ein sehr verbreiteter Gemengteil der Eruptivgesteine, während das Roteisenerz vielen Sedimentgesteinen die rote Farbe verleiht.

Das Roteisenerz oder Hämatit kristallisiert hexagonal-rhomboedrisch, seine Härte beträgt 5,5—6,5 und sein spez. Gewicht ist gleich 5. Eine deutliche Spaltbarkeit besitzt der Hämatit nicht, sein Bruch ist muschelig bis uneben oder erdig, in Säuren löst er sich nur schwer auf.

Der Magnetit kristallisiert regulär und tritt zumeist in schönen Oktaedern von schwarzer Farbe und Metallglanz auf. In Härte und spez. Gewicht gleicht er dem Hämatit, ebenso im Bruch und in der Spaltbarkeit, dagegen ist er in Salzsäure schon leicht löslich.

Paragenetisch stehen den Oxyden des Eisens die Hydroxyde sehr nahe, insbesondere müssen wir auf das Brauneisenerz oder den Limonit hinweisen, der zwar niemals kristallisiert, wohl aber oft kristallinisch-faserig und meistens dicht oder erdig auftritt und als Verwitterungsprodukt der Oxyde wie überhaupt aller Eisenverbindungen die weiteste Verbreitung genießt. Die Farbe des Limonits ist gelblichbraun bis braun, sein spez. Gewicht 3,5—4, seine Härte 5—5,5. Die chemische Zusammensetzung kann durch die Formel $2\,Fe_2O_3 \cdot 3\,H_2O$ wiedergegeben werden. In Salzsäure ist auch dieses Mineral leicht löslich. In Gestalt von Raseneisenerz, Wiesen- und Sumpferz, sowie als Quellabsatz (Ocker) und als Bohnerz kommt es gleichfalls reichlich vor, desgleichen wird durch seine Gegenwart die braune Farbe des Bodens verursacht.

Wichtige Reaktionen, die uns die Umwandlung der Eisenoxyde darlegen und sich im Boden und im Gestein dauernd vollziehen, sind folgende:

$$Fe_2O_3 + 3H_2O = 2Fe(OH)_3$$
$$2Fe_3O_4 + O = 3Fe_2O_3$$
$$Fe_3O_4 + 2H_2O + 2CO_2 = Fe_2O_3 \cdot H_2O + Fe(HCO_3)_2$$
(Goethit)
$$FeCO_3 + H_2O + CO_2 = FeH_2(CO_3)_2$$
$$2FeCO_3 + O + 3H_2O = Fe_2(OH)_6 + 2CO_2$$
$$2FeCO_3 + O = Fe_2O_3 + 2CO_2$$
$$2FeH_2(CO_3)_2 + O + H_2O = 2Fe(OH)_3 + 4CO_2.$$

Infolge der großen Schwer- bis Unlöslichkeit der Tonerde (Al_2O_3) und ihres geringen Vorkommens als Korund besitzt die kristallisierte, wasserfreie Tonerde für uns keine Bedeutung. Wohl müssen wir aber ganz kurz die Hydrate der Tonerde erwähnen, weil sie wesentliche Bestandteile einer gewissen Bodenart, nämlich des tropischen Laterits, darstellen, und weil sie bei der Verwitterung feldspatführender bezw. tonerdereicher Silikatgesteine entstehen. Hier seien die Minerale Diaspor und Hydrargillit genannt.

Von ersterem ist es nicht ganz einwandfrei erwiesen, ob er sich im Laterit und Bauxit durch Umlagerung beim Altern der Aluminiumoxydhydratgele bilden kann, für den Hydrargillit steht aber dieses Vermögen und seine Anwesenheit in den genannten Bodenbildungen fest.

Der Diaspor ist das Hydrat der Tonerde mit 1 Mol. H_2O, also $Al_2O_3 \cdot H_2O = AlHO_2$ und entspricht somit chemisch dem oben erwähnten Mineral Goethit, $FeHO_2$. Er kristallisiert gleichfalls wie dieser rhombisch, ist vollkommen nach der Prismenfläche spaltbar, spröde und von der Härte 6. Meist tritt er in blättrigen Aggregaten auf, die farblos sind oder durch beigemengtes Eisenhydrat gelbbraun gefärbt erscheinen. Sein spez. Gewicht beträgt 3,3.

Der Hydrargillit ist durch die Formel $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ gekennzeichnet und kristallisiert monoklin, besitzt vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis, eine Härte von 2,5—3 und ein spez. Gewicht von 2,4. Die Farbe ist grünlich- oder rötlichweiß. In heißer HCl oder heißer H_2SO_4 ist er zwar langsam, aber vollkommen löslich.

Ganz besonders wichtig für uns ist natürlich der Quarz, denn er ist nicht nur ein wesentlicher Bestandteil fast aller Eruptivgesteine, sondern findet sich auch im reichlichsten Ausmaße in den kristallinen Schiefern und baut viele Sedimentgesteine fast zur Hauptsache allein auf, ganz abgesehen davon, daß er ein wesentlicher Bodenkonstituent in Gestalt des Sandes ist.

Die reinste Form des hexagonal-rhomboedrisch kristallisierenden Quarzes, der Bergkristall, besitzt für uns keine Bedeutung, um so

mehr der gewöhnliche Quarz wie auch die dichten und mikrokristallinen Formen desselben, wie Chalcedon, Feuerstein oder Flint und die amorphe Ausbildung Opal. Eine regelmäßige Spaltbarkeit kommt dem Quarz nicht zu, sein Bruch ist typisch muschelig und seine Härte beträgt 7. Das spez. Gewicht liegt zwischen 2,5—2,8. Meist ist der Quarz hellgefärbt, aber es kommen auch alle möglichen Färbungen, verursacht durch die verschiedensten Verunreinigungen, vor. Die chemische Zusammensetzung des Quarzes entspricht dem Siliziumdioxyd, SiO_2, die der amorphen Formen einem Hydrat mit nicht konstantem Wassergehalt. Von Säuren wird der Quarz nicht angegriffen, desgleichen auch nicht von Kalilauge, nur die Flußsäure vermag ihn, indem sie SiF_4 bildet, gänzlich zum Verschwinden zu bringen. Der Chalcedon wird dagegen schon durch Lauge stark angegriffen, und der Opal gänzlich durch heiße Lauge in Lösung gebracht. Ein solches Verhalten ist überaus wertvoll für den Nachweis der Gegenwart von durch Verwitterung angegriffenen Silikaten, insofern als die durch die Verwitterung hervorgegangene Kieselsäure amorph ist und mit Lauge quantitativ ausgezogen werden kann.

Durch CO_2haltiges Wasser, das Hauptagens der Verwitterung, wird der Quarz nur wenig und langsam angegriffen. Da aber dieses Agens in der Natur im großen Überschuß und langandauernd einwirkt, so erscheint der Quarz durchaus nicht als unlöslich in demselben, wenn auch zugegeben werden muß, daß er zur Hauptsache physikalisch aufbereitet wird, da er die Eigentümlichkeit besitzt, verhältnismäßig leicht in scharfeckige Bruchstücke zu zerspringen.

Von weiteren Oxyden könnten für unsere Zwecke nur noch die Manganoxyde in Betracht kommen, insofern als sie bei manchen durch die Verwitterung angegriffenen Gesteinen dunkelgefärbte Überzüge (so z. B. auch die sog. Dendriten) hervorrufen. Schließlich mag noch erwähnt sein, daß auch das Wasser und das Eis vom mineralogischen Gesichtspunkt aus als oxydische Minerale zu gelten haben.

Aus der Gruppe der Sulfide, der wir zugleich die Sulfate anreihen möchten, sind es nur Sulfide des Eisens wie der Schwefelkies oder Pyrit, der Markasit und der Magnetkies, sowie ferner der Gips nebst Anhydrit, die unsere Aufmerksamkeit beanspruchen können.

Während der Schwefelkies fast in allen Gesteinen zu Hause ist, tritt der Magnetkies als akzessorischer Gemengteil in älteren Eruptivgesteinen, in kristallinen Schiefern und körnigem Kalk auf, und der Markasit erfreut sich als Neubildung in Sümpfen oder als Absatz von Schwefelquellen einer nicht ganz untergeordneten Verbreitung. Aber geradeso wie die Oxyde und Hydrate des Eisens bei den Vorgängen der Verwitterung eine bevorzugte Stellung einnehmen, so ist dies für die Sulfide des Eisens der Fall. Dem Pyrit und Markasit kommt als di-

morphen Substanzen die gleiche chemische Zusammensetzung, nämlich FeS_2, zu, wogegen der Magnetkies, das Einfachschwefeleisen, FeS ist. Der Pyrit kristallisiert regulär-pyritoedrisch, der Markasit rhombisch und der Magnetkies nur selten hexagonal-rhomboedrisch. Alle drei Minerale haben eine speißgelbe Metallfarbe. Ihre Härte ist dagegen verschieden, indem der Pyrit mit Härte 6—6,5 an erster Stelle steht, der Markasit eine solche von 4,5 und der Magnetkies eine solche von nur 3,5—4,5 aufweist. Die spezifischen Gewichte liegen zwischen 5 und 4,5. Die Spaltbarkeit ist bei allen nur sehr gering entwickelt, der Bruch beim Pyrit und Markasit spröde.

Was die Löslichkeit dieser drei Sulfide in Säuren anbelangt, so löst sich der Magnetkies als Einfachschwefeleisen sehr leicht in HCl unter Abscheidung von Schwefel auf, der Pyrit erweist sich in HCl und HF als fast unlöslich, obwohl er von HNO_3 gleichfalls unter Abscheidung von S leicht angegriffen wird. Er wie der Markasit werden durch den Sauerstoff der Luft in Sulfat und in freie Schwefelsäure überführt, welcher Vorgang beim Markasit am schnellsten verläuft. Das auf diese Weise entstandene Eisensulfat geht durch weiteren Sauerstoff bei Gegenwart von freier Schwefelsäure unmittelbar in Ferrisulfat über:

$$FeS_2 + H_2O + 7\,O = FeSO_4 + H_2SO_4$$
$$2\,FeSO_4 + H_2SO_4 + O = Fe_2(SO_4)_3 + H_2O.$$

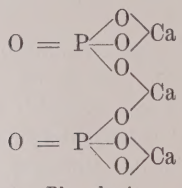
Auch Anhydrit und Gips sind dimorphe Substanzen, die gebirgsbildend aufzutreten vermögen und trotz ihrer verhältnismäßig hohen Löslichkeit in Wasser bodenbildende Minerale sind, zumal Neubildungen von Gips in Böden des ariden Gebietes von besonderer Bedeutung sind.

Der Anhydrit von der Zusammensetzung $CaSO_4$ kristallisiert rhombisch und wasserfrei im Gegensatz zum Gips, der monoklin ist und 2 Moleküle H_2O führt. Ersterer geht durch Aufnahme von Wasser in Gips über. Beide Minerale kommen als Gestein in kristallinischer und körniger Ausbildung vor, ihre Farbe ist meist lichtgrau oder weiß, bisweilen auch bunt. Sie sind von geringer Härte, und zwar besonders der Gips durch eine solche von 1,5—2 gegenüber Anhydrit mit 3—3,5 ausgezeichnet. Auffallend gute Spaltbarkeit zeigen beide Minerale, ganz besonders aber der Anhydrit. Die Dichte liegt zwischen 2 und 3.

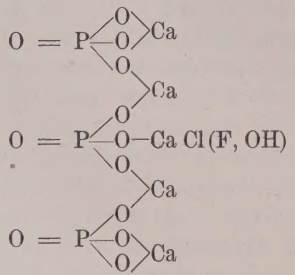
An die Sulfate mögen die Phosphate kurzerhand angeschlossen sein. Von gesteins- und bodenbildender Bedeutung sind nur der Apatit und der Vivianit zu nennen.

Der Apatit kommt wohl so gut wie in allen Gesteinsarten vor, er ist die Muttersubstanz aller anorganischen Phosphorsäureverbindungen des natürlichen Bodens. Er kristallisiert hexagonal und besitzt eine Spaltbarkeit nach mehreren Richtungen, wenn auch nicht sehr vollkommen, so doch wenigstens deutlich. Sein Bruch ist spröde bis

muschelig, die Härte = 5, das spez. Gewicht = 3,2. Chemisch unterscheidet er sich von den Phosphoriten dadurch, daß er nicht schlechthin als Kalziumtriphosphat anzusprechen ist, sondern auch noch Cl, F und OH enthält. Gewöhnlich wird ihm die Formel $Ca_5(PO_4)_2 \cdot 2\,CaCl_2F_2$ oder richtiger $Ca_5(PO_4)_3(Cl, F, OH)$ zugeschrieben. Seine Konstitution dürfte wahrscheinlich die nachstehende sein, sie bringt deutlich den Unterschied zwischen Phosphorit und Apatit zum Ausdruck.



Phosphorit



Apatit

Löslich ist der Apatit in kalter konzentrierter HCl und in HNO_3, aber auch schon von CO_2-haltigem Wasser wird er angegriffen. Rund 41—42% P_2O_5 sind in ihm enthalten.

Der Vivianit oder die Blaueisenerde hat nur insofern für uns Interesse, als er die mineralische Form, in der die Phosphorsäure in Moor- und Torfbildungen auftritt, ist. Das Mineral erscheint im ursprünglichen Zustande farblos oder hellgrün, an der Luft und im Bereiche der Tagewässer ist es blau gefärbt. Die monoklinen Kristalle sind sehr vollkommen spaltbar, doch zumeist tritt der Vivianit in erdiger Ausbildung auf. Seine Härte ist gering, denn sie beträgt 2, sein spez. Gewicht 2,6. Das farblose Phosphat hat die Zusammensetzung des Ferrophosphats $Fe_3(PO_4)_2 + 8\,H_2O$, und dieses geht durch Oxydation in das blaue Ferriphosphat $Fe_2(PO_4)_2 + 4\,H_2O$ über, durch Verwitterung bildet sich schließlich ein braunes Oxydphosphat. In Säuren ist der Vivianit leicht löslich, er enthält ca. 28% P_2O_5.

Die Karbonate spielen nun aber wieder eine große Rolle als gesteins- und bodenbildende Körper. Nicht nur, daß einige derselben ganze Gebirgszüge aufbauen und in einigen geologischen Formationen zur herrschenden Gesteinsart werden, sondern auch für die Bewegung vieler Stoffe im Gestein und Boden zeigen sie sich, bezw. die Bikarbonate, als äußerst wichtige Körper. Namentlich sind es die Karbonate des Kalziums, Magnesiums und Eisens, die dergestalt in Form von Kalkspat, Aragonit, Magnesit, Dolomit und Eisenspat in Erscheinung treten.

Das wichtigste dieser Minerale ist der Kalkspat oder der Kalzit, rühmt man ihm doch nach, daß die „Geschichte des Kalkspates die

Geschichte der Mineralogie“ sei. Er kristallisiert hexagonal-rhomboedrisch und ist mit dem rhombischen Aragonit dimorph. Die Farbe des Kalkspates ist weiß, doch kommen alle Farbtöne von farblos bis schwarz vor. Er spaltet vollkommen nach dem Rhomboeder, sodaß nur selten ein muscheliger Bruch wahrnehmbar wird. Seine Härte ist 3, sein spez. Gewicht 2,6—2,8. Auch der Aragonit ist meist durchsichtig, farblos oder bunt gefärbt, seine Härte und Dichte etwas größer, nämlich 3,5—4 bezw. 2,9—3, eine Spaltbarkeit kommt ihm nur im geringen Grade zu. Chemisch sind beide Körper $CaCO_3$, doch wohl vielfach im Kalkspat verunreinigt mit isomorphen Beimischungen von Mg-, Fe- und Mn-Karbonat, während sich im Aragonit oftmals Sr, Mg, Fe vorfinden. Löslich sind beide Minerale in allen Säuren, auch organischen Säuren und in CO_2-haltigem Wasser:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca(HCO_3)_2.$$

Der dem Kalkspat isomorphe Magnesit, $MgCO_3$, tritt in gesteins- und bodenbildender Bedeutung gegenüber Kalkspat völlig zurück, wohl aber zeigt sich wieder eine solche Anteilnahme bei der Doppelverbindung des Kalzium- und Magnesiumkarbonates, des Dolomites oder besser Dolomitspates, wenn auch nicht als Mineral, so doch als Gestein. Dessen Härte ist 3,5—4, und sein spez. Gewicht beträgt etwa 2,8. Auch er kristallisiert hexagonal und ist damit dem Kalkspat isomorph. Der Dolomit, der meist farblos oder durch Beimengungen hellgefärbt erscheint, löst sich in HCl schwieriger als der Kalkspat auf. Dasselbe trifft für CO_2-haltiges Wasser zu, sodaß bei der Verwitterung des Gesteins Dolomit zuerst $CaCO_3$ in Lösung geht und fortgeführt wird, und der übrigbleibende Rest immer mehr dem normalen Dolomit ähnlich wird.

Das Eisenkarbonat oder der Spateisenstein ist abermals dem Kalkspat isomorph und nur insofern von bodenkundlichem Interesse als das Eisenkarbonat durch CO_2-haltige Wässer leicht in das lösliche Bikarbonat, ganz analog dem $CaCO_3$, überführt wird und somit wanderungsfähig ist, und das Eisen aus dieser Form wieder als Oxyd oder Hydroxyd zur Abscheidung gelangen kann.

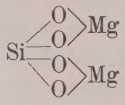
Nach der schon mehrfach hervorgehobenen Tatsache, daß sich die schwerlöslichsten der Minerale vorwiegend am Aufbau der Gesteine bezw. des Gesteinsmantels der Erde beteiligen, liegt es auf der Hand, daß wir der Kenntnis der Silizide, das sind die wasserfreien Silikate, und der Hydrosilikate ganz besonders bedürfen. Zur Gruppe der Silizide haben wir jene typisch steinähnlichen spröden Minerale, deren Härte zwischen 5 und 8 liegt und die beim Glühen kein Wasser abgeben, zu rechnen. Wogegen die Hydrosilikate nicht nur Wasser enthalten, sondern dasselbe unter besagten Verhältnissen auch entweichen

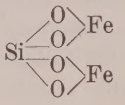
lassen. Sie sind von weit geringerer Härte, denn diese liegt meist unter 5, sind spröde oder milde und stellen sich vielfach als Umwandlungs- und Zersetzungsprodukte, ja, z. T. auch wohl als Verwitterungsprodukte der Silizide dar.

In Rücksicht auf die chemische Natur der sehr ausgedehnten Mineral-Ordnung der Silizide können wir ihre Vertreter sehr zweckmäßig einteilen in die Untergruppe der einfachen Orthosilikate vom Typus des Olivins, also R_2SiO_4, worin R ein zweiwertiges Metallatom ist, und in die der Metasilikate vom Typus des Wollastonits, mithin $RSiO_3$, worin R gleichfalls ein zweiwertiges Metallatom bedeutet. Hieran schließen sich drittens die Alumosilikate an.

Wenn nun auch sicherlich kein anderes Silikatmineral den Feldspäten und Glimmern an gesteins- und bodenbildender Bedeutung gleich kommt, so wollen wir in der Betrachtung der Silikate doch nach der soeben gegebenen Einteilung vorgehen.

Der Olivin ist ein in Basalten, Melaphyren und im Gabbro, Eklogit wie Olivinfels recht häufig auftretendes Mineral von hellgrüner Farbe. Er kristallisiert rhombisch, kommt aber auch körnig vor, zeigt Spaltbarkeit nach zwei Richtungen und muscheligen Bruch. Seine Härte liegt zwischen 6,5 und 7, sein spez. Gewicht zwischen 3,2 und 3,6. Seine chemische Zusammensetzung entspricht einer isomorphen Mischung des Mg_2SiO_4 — Forsterit — und des Fe_2SiO_4 — Fayalith.





Durch HCl ist er zersetzlich, und zwar in seinen eisenreichen Varietäten unter Abscheidung von Kieselsäuregallerte.

Der Olivin unterliegt mannigfachen Umwandlungen, von welchen der Übergang in Serpentin die bekannteste Erscheinung ist. Auch die Verwitterung des Olivins soll zu Serpentin führen:

$$2\,Mg_2(Fe_2)SiO_4 + CO_2 + 2\,H_2O = H_4Mg_3(Fe_3)Si_2O_9 + Mg(Fe)CO_3.$$

Jedenfalls verwittert der Olivin leicht, indem die Atmosphärilien auf den meist sehr zahlreichen Sprüngen der Olivinkristalle schnell vordringen und das Eisenoxydul in Oxyd umwandeln, wobei als äußerliches Kennzeichen der stattgefundenen Umwandlung die ursprüngliche grüne Farbe in eine gelbe bis braunrote umschlägt.

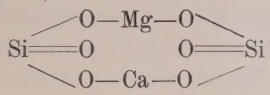
Das einfache Metasilikat des Kalziums, $CaSiO_3$, der Wollastonit, besitzt für uns keine Bedeutung, da sein Vorkommen und seine Verbreitung in den Gesteinen nur recht spärlich ist. Wohl aber sind es die Glieder der Pyroxen- und Amphibol-Gruppe, die infolge ihrer starken Anteilnahme am Aufbau der Eruptivgesteine unser besonderes

Interesse beanspruchen müssen. Vom chemischen Standpunkt aus sind sie als isomorphe Mischungen einer ganzen Reihe von Bisilikaten aufzufassen. Ihrer Kristalltracht nach können sie rhombisch, monoklin und triklin sein.

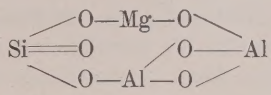
Der Diopsid ist der einfachste Vertreter der Pyroxene. Er ist das Ca-, Mg-Metasilikat $CaMg(SiO_3)_2$. Im Hedenbergit erscheint das Mg durch Fe ersetzt, $CaFe(SiO_3)_2$, Sahlit u. a. sind Übergangsformen beider in der Form von $CaMgFe(SiO_3)_2$, und der gewöhnliche Augit, der Hauptvertreter der ganzen Reihe der monoklinen Pyroxene, stellt sich als eine ganz kompliziert zusammengesetzte Substanz mehrerer isomorpher Metasilikate, in denen z. T. auch noch Aluminium und Eisen das Silizium vertreten, dar. Wir können dementsprechend dem Augit (Fassait, schwarzer und grüner Augit) die Formel zuerteilen:

$$\left\{\begin{array}{l} SiO_3\,(MgFe)\,CaSiO_3 \\ SiO_3\,(MgFe)\,AlAlO_3 \\ SiO_3\,(MgFe)\,FeFeO_3 \end{array}\right\}$$

Zum Verständnis dessen sei noch auf die wahrscheinliche Strukturformel des Diopsids und des Al-enthaltenden Silikatanteils des Augits hingewiesen:



Diopsid



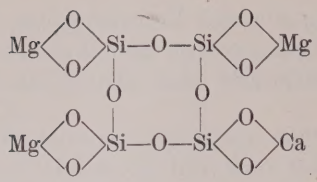
Al-haltiger Anteil im Augit

Die rhombische Reihe der Pyroxene wird von den Mineralen Enstatit, Bronzit, Hypersthen gebildet und zu der triklinen Reihe gehören sehr seltene Körper.

Die Amphibole oder Hornblenden können aufgefaßt werden als ein Mehrfaches der Pyroxen-Zusammensetzung. Auch hier haben wir eine rhombische von einer monoklinen und triklinen Reihe zu unterscheiden. Aber auch hier ist es eigentlich nur die monokline Reihe, die für uns in Frage kommt. Zu ihr gehören der Tremolit, $Mg_3Ca(SiO_3)_4$, der Aktinolith, $(MgFe)_3Ca(SiO_3)_4$, die gewöhnliche Hornblende als Gegenstück zum gewöhnlichen Augit der Pyroxenfamilie von der Formel:

$$\left\{\begin{array}{l} (SiO_3)_2\,(MgFe)_3\,Ca\,(SiO_3)_2 \\ (SiO_3)_2\,(MgFe)_2\,Al_2\,(AlO_3)_2 \\ (SiO_3)_2\,(MgFe)_2\,Fe_2\,(FeO_3)_2 \end{array}\right\}$$

Hieran schließen sich noch weitere Hornblenden (Arfvedsonit, Glaukophan und Riebeckit) an. Die wahrscheinliche Konstitutionsformel des Tremolits ist die nachstehende, von der wir die komplizierteren Verhältnisse der übrigen Amphibole ableiten können:



Die Varietäten des Pyroxens (Diopsid, Diallag, Augit) besitzen eine ziemlich deutliche bis vollkommene Spaltbarkeit und eine Härte zwischen 5 und 6. Ihr spez. Gewicht liegt zwischen 3 und 3,5. Ihre Farbtöne sind meist dunkel, von grün bis schwarz. Auch die Amphibole weisen eine derartige Spaltbarkeit auf. Die Härte beträgt 5,5, Dichte 2,9—3,3. Während der Tremolit weiß bis hellgrün, der Aktinolith lauch- bis dunkelgrün gefärbt ist und ihre feinfaserigen Abarten den Asbest darstellen, sind die eigentlichen Hornblenden blaßgrün, tiefgrün bis schwarz.

Sowohl Pyroxene wie Amphibole werden im allgemeinen von Säuren nicht oder doch nur wenig oder langsam angegriffen, mit zunehmendem Gehalt an Eisen, bezw. höherem Gehalt daran, erfolgt ein solcher Angriff leichter.

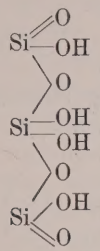
In bezug auf die Anteilnahme von Kalk und Tonerde besteht ein gewisser Unterschied in der Zusammensetzung der Pyroxene und Amphibole, der für die Verwitterung beider Mineralgruppen von Bedeutung erscheint. Denn infolge ihres geringen Tonerdegehaltes verwittern die Pyroxene schneller als die Hornblenden. Auch ihr höherer Kalkgehalt ist beachtenswert, wie andererseits auch darauf hingewiesen sein mag, daß beide Gruppen, insbesondere die Amphibole, nicht ganz frei von Alkalien (bis zu 5%) sind. Die Verwitterung der Pyroxene (Augite) führt zunächst zu einer erdigen, grüngefärbten Substanz, die unter dem Namen Grünerde bekannt ist. Weitere chemische Aufbereitung läßt infolge der mehr oder weniger gänzlich zum Verschwinden gebrachten Erdalkalien und Alkalien aus den Pyroxenen wie auch aus den Amphibolen eine eisenreiche Tonsubstanz als Endprodukt hervorgehen.

Als zwei weitere Silikatminerale vom Typus eines Meta- und Orthosilikates von gesteinsbildender und gewisser bodenbildender Bedeutung sind der Leuzit und der Nephelin oder Eläolith zu nennen, die als sogenannte Feldspatvertreter in gewissen Gesteinen eine besondere Bedeutung erlangen. Außerdem ist der Leuzit als kalireichstes Silikatmineral von Interesse, denn er enthält seiner Formel $KAlSi_2O_6$ entsprechend 21,5% K_2O. Er kommt in dem bekannten pseudoregulären Leuzitoeder vor, ist aber rhombisch. Seine Farbe ist meist weißlich, sein Bruch muschelig, die Spaltbarkeit nicht deutlich ausgeprägt. H = 5,5—6, spez. Gewicht rund 2,5. Der Nephelin ist das Natriumaluminiumorthosilikat von der Formel $NaAlSiO_4$, er kristalli-

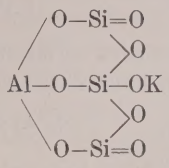
siert hexagonal, ist gleichfalls meist weiß oder farblos, auch bunt, bricht muschelig und hat eine Härte von 5—6, eine Dichte von 2,6.

Salzsäure zerlegt Leuzit und Nephelin, und zwar unter Abscheidung von SiO_2 in Gestalt eines Pulvers beim Leuzit, in Form einer Gallerte beim Nephelin. Durch Zersetzung gehen aus beiden Mineralen Zeolithe hervor.

Wohl für uns die allerwichtigste Silikatmineralgruppe ist die der Feldspäte, ihre Vertreter leiten sich von der Triorthokieselsäure, $H_4Si_3O_8$, ab, indem der Wasserstoff durch Aluminium und einwertiges Alkali bezw. zweiwertige Metalle ersetzt ist.

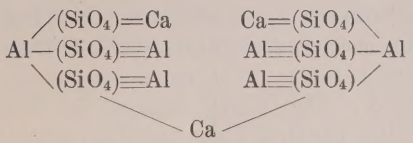


Triorthokieselsäure



Kalifeldspat

Bezüglich des Ersatzes des Wasserstoffes durch zweiwertige Kationen liegen die Verhältnisse jedoch nicht so einfach wie es die Formel für den Kalifeldspat wiedergibt, denn hier sind wir gezwungen, mit Clarke ein dreifaches Molekulargewicht anzunehmen, sodaß sich für den reinen Kalknatronfeldspat, Anorthit, die Konstitutionsformel wie folgt stellt:



Zwar sind die Verhältnisse in Hinsicht auf die chemische Zusammensetzung der Feldspäte noch etwas verwickelter, und wenn wir auf diese Dinge hier auch nicht näher eingehen können, so muß doch zum wahren Verständnis vom Aufbau der in Rede stehenden Minerale noch darauf hingewiesen werden, daß es sich in ihnen stets um isomorphe Gemische mehrerer Silikate des gedachten Typus handelt.

Die Reihe der monoklin kristallisierenden Kalinatronfeldspate oder Orthoklase stellt sich als eine isomorphe Mischung des Kaliumaluminiumsilikates $KAlSi_3O_8$ und des Natriumaluminiumsilikates $NaAlSi_3O_8$ dar, während die triklin kristallisierenden Kalknatronsilikate oder Plagioklase als isomorphe Mischungen der Glieder $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$ aufzufassen sind. Diese beiden Endglieder der Plagioklasreihe, nämlich

Albit einerseits, Anorthit andererseits, weichen in der Weise noch voneinander ab, daß die fünfwertige Atomgruppe NaSi im Albit durch die gleichwertige des Anorthits CaAl ersetzt ist.

Die Minerale der monoklinen oder pseudosymmetrischen Reihe (Kalifeldspäte) sind der Orthoklas, Sanidin, Mikroklin von der Zusammensetzung $K(Na)AlSi_3O_8$, ferner die Kalinatronfeldspäte oder Anorthoklase von der Formel $(NaK)AlSi_3O_8$ und der Hyalophan, welch letzterer allerdings für uns belanglos ist, aber hier wegen seines wie überhaupt des Aufbaues der Feldspäte erwähnt sein möge. Ihm wird die Formel zugeschrieben:

$$\left\{\begin{matrix} K\,Na\,Si_3\,O_8 \\ Ba\,Al_2\,Si_2\,O_8 \end{matrix}\right\}$$

Die trikline oder asymmetrische Reihe der Plagioklase stellt sich demgegenüber in ihrer Zusammensetzung wie folgt:

Albit	$Na\,Al\,Si_3\,O_8$	=	Ab
Oligoklas			$Ab_6\,An_1$—$Ab_3\,An_1$
Andesin	$Na\,Al\,Si_3\,O_8$		$Ab_3\,An_1$—$Ab_1\,An_1$
Labradorit	$Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$		$Ab_1\,An_1$—$Ab_1\,An_3$
Bytonit			$An_3\,Ab_1$—$Ab_1\,An_6$
Anorthit	$Ca\,Al_2\,Si_2\,O_8$	=	An

Was nun die physikalischen Konstanten der Feldspäte anbelangt, so ist die Spaltbarkeit des Orthoklases sehr vollkommen nach der Basis und nach dem Klinopinakoid. Der Spaltwinkel beträgt ca. 90°, und der Bruch ist uneben bis muschelig. Auch die Plagioklase besitzen eine vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis und dem Brachypinakoid, wozu noch eine unvollkommene nach dem Vertikalprisma hinzutritt. Der Hauptspaltungswinkel beträgt hier im Gegensatz zu dem des Orthoklases 86° 5′—85° 5′. Der Bruch dagegen ist ebenfalls uneben bis muschelig. Die Härte der Orthoklase und Plagioklase ist nahezu gleich, nämlich rund 6, das spez. Gewicht bei ersteren 2,5, bei letzteren etwas höher. Während der Orthoklas meist rötlich, seltener grau, grünlichgrau oder farblos ist, herrschen bei den Plagioklasen weiße, graue bis gelblichweiße Farbtöne vor. Auf weitere Besonderheiten der einzelnen Feldspatvarietäten in dieser Beziehung einzugehen, ist hier nicht der Ort, zumal solche für uns belanglos sind. Wir haben vielmehr unser Augenmerk nochmals auf gewisse chemische Verhältnisse, die durch die chemische Formel nicht unmittelbar zum Ausdruck kommen, zu richten.

Der Wert der Feldspäte liegt für uns nicht nur darin, daß sie die hauptsächlichsten Muttersubstanzen des Tones darstellen, sondern ihr Gehalt an Kali ist als Nährstoff für die Pflanzen gleichfalls von nicht zu unterschätzender Bedeutung, wenn er auch nicht in dem Maße

zur Geltung gelangt, wie man dieses früher allgemein angenommen hat, denn das leichtlösliche Bodenkali entstammt den Glimmermineralen[1]). Halten wir uns nun aber streng an die durch die Formel zur Wiedergabe gebrachte Zusammensetzung der Feldspäte, so könnten wir uns sehr leicht über den wahren Kaligehalt derselben täuschen.

Wie schon oben zum Ausdruck gebracht, handelt es sich in der Zusammensetzung der Feldspäte stets um isomorphe Vertretung einzelner Silikate, sodaß der theoretische Gehalt, z. B. an Kali, niemals erreicht wird. Orthoklase mit einem Gehalt von 14% (Theorie 17%) gehören schon zu den Seltenheiten, meist bewegt er sich aber bei den kalireichen Varietäten um 12%, sinkt auch gelegentlich bis 5%, ausnahmsweise noch tiefer herunter. Der Gehalt an Natron schwankt gewöhnlich zwischen 2—3%, doch sind auch Orthoklase mit 5 bis zu 8% bekannt. Aber, und dies wird meist übersehen, es sind auch im Orthoklas, trotzdem die Formel nichts davon weiß, CaO, MgO und FeO im isomorphen Silikatverband vorhanden, geradeso wie auch in den Plagioklasen K_2O aufzutreten vermag, sodaß unter Umständen in den Plagioklasen, die ja eigentlich, wenigstens der Formel entsprechend, nur Kalknatronfeldspäte sind, der Kaligehalt höher (bis zu 6%) ausfallen kann. Im allgemeinen liegt er in den Plagioklasen allerdings wohl nur um 0,5—3% herum, und deren Gehalt an Na_2O schwankt zwischen 0 und 12%. Auch hier nehmen MgO und FeO am Aufbau teil. Beachtenswert erweist sich für uns der Umstand, daß die kalireichen Orthoklase in den Gesteinen häufiger als die kaliarmen vertreten sind.

Die Zersetzung der Feldspäte kann einen sehr verschiedenen Verlauf nehmen, Pseudomorphosen deuten auf die Richtung desselben hin. Sie kann einmal zur Neubildung von Kaliglimmer führen, wie dies durch nachstehende Gleichung zur Wiedergabe gelangen kann:

$$3\,KAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 = \underset{\text{Kaliglimmer}}{KH_2Al_3Si_3O_{12}} + 6\,SiO_2 + K_2CO_3$$

$$K_2CO_3 + H_2O + CO_2 = 2\,KHCO_3.$$

Oder es kann Kaolin entstehen, wie es folgende Schemen zum Ausdruck bringen:

$$\underset{\text{Orthoklas}}{2\,KAlSi_3O_8} + 2\,H_2O + CO_2 = \underset{\text{Kaolin}}{H_4Al_2Si_2O_9} + 4\,SiO_2 + K_2CO_3$$

$$\underset{\text{Plagioklas}}{CaAl_2Si_2O_8 \cdot 2\,NaAlSi_3O_8} + 4\,H_2O + 2\,CO_2$$

$$= \underset{\text{Kaolin}}{2\,H_4Al_2Si_2O_9} + Na_2CO_3 + CaCO_3 + 4\,SiO_2$$

[1]) Vgl. Anmerkung Seite 159.

Schließlich können Zeolithe, und zwar besonders aus den Plagioklasen, z. B. nach der Gleichung hervorgehoben:

$$\underset{\text{Albit}}{2\,NaAlSi_3O_8} + 2\,H_2O = \underset{\text{Natrolith}}{Na_2Al_2H_4Si_3O_{12}} + 3\,SiO_2$$

Die Verwitterung der Feldspäte führt dagegen zur Bildung des Tones, was wir rein schematisch in folgender Weise zum Ausdruck bringen können, da auch hier die gleichen Agentien wie bei der Zersetzung, wenn auch unter wesentlich anderen Verhältnissen beteiligt sind:

$$3\,KAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 = Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2 \cdot 2\,H_2O + 4\,SiO_2 + K_2CO_3.$$

Dabei ist darauf hinzuweisen, daß die Plagioklase im allgemeinen leichter als die Orthoklase der Verwitterung anheimfallen, und zwar ganz besonders leicht der Anorthit. Hiermit steht im Einklang das Verhalten der Mineralsäuren (HCl) in ihrem Angriff auf die Feldspäte und desgleichen auch die Aufnahme und Ausnutzung des Feldspatkalis seitens der Pflanzen[1]).

Die zu den Hydrosilikaten zu rechnende Gruppe der Glimmer steht den Feldspäten in ihrer Anteilnahme am Aufbau der Gesteine und des Bodens kaum nach. Insbesondere verdient diese Mineralgruppe dadurch erhöhte Aufmerksamkeit, daß ihre Vertreter als die hauptsächlichsten Kalispender[2]) für die Pflanze in Frage kommen.

Die Glimmer, die sämtlich monoklin kristallisieren, zeichnen sich durch eine vollkommene Spaltbarkeit nach der Endfläche aus, ihre Blättchen sind sehr elastisch und trotz der geringen Härte von 2—3 erweisen sie sich als verhältnismäßig widerstandsfähig gegen mechanische Angriffe. Ihr spez. Gewicht liegt zwischen 2,8 und 3,2.

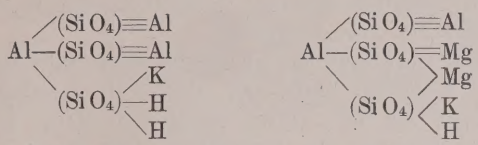
Chemisch stellen sie sich als alkali- oder erdalkalihaltige Aluminiumsilikate dar, deren Konstitution aber immerhin noch nicht ganz aufgeklärt ist. Für uns kann es sich in bezug auf die eigentlichen Glimmer nur um die Unterscheidung von Muscovit oder Kaliglimmer und Biotit oder Magnesium-Eisenglimmer handeln. Nach Clarke lassen sich die Glimmer von einem normalen Orthosilikat des Aluminiums von der Formel $Al_4(SiO_4)_3$ bezw. $H_9Al(SiO_4)_3$ ableiten, indem die Wasserstoffatome z. T. durch ein- oder zwei- oder dreiwertige Metallatome Ersatz gefunden haben. Allerdings enthalten einige Glimmer mehr SiO_2 als obiger Formel entspricht, sodaß ein isomorpher Ersatz der SiO_4- durch die Si_3O_8-Gruppe angenommen wird. Auch tritt noch Fluor, wie besonders bei den Lithionglimmern, hinzu. Dem normalen Muscovit und Biotit werden

---

[1]) Vergl. u. a. J. M. Dobrescu, Die Dynamik der Kaliassimilation kalihaltiger Silikatminerale. Chemie der Erde. 2. 1926. S. 83.

[2]) Vergl. Anmerkung auf Seite 63 bezw. 159.

demzufolge die Formeln $KH_2Al_3(SiO_4)_3$ bezw. $KMg_2HAl_2(SiO_4)_3$ zuerteilt, entsprechend dem Konstitutionsschema



Muscovit Biotit

G. Tschermak sieht dagegen im Biotit eine isomorphe Mischung des Silikates $KH_2Al_3(SiO_4)_3$ oder $K_2HAl_3(SiO_3)_4$ mit einem dem Olivin polymeren Silikat $(MgFe)_6(SiO_4)_3$, zu welcher Mischung in den kieselsäurereichen Glimmern noch ein weiterer Silikatkomplex hinzutritt.

Aus den schon erwähnten Gründen beansprucht der Gehalt an Kali unsere besondere Beachtung. Hier liegen die Verhältnisse nun ähnlich wie bei den Feldspäten, insofern als uns die mitgeteilten Formeln auch hier keinen unmittelbaren Aufschluß in besagter Hinsicht zu geben vermögen. Der weiße oder hellgefärbte Muscovit oder Kaliglimmer enthält gewöhnlich 6—12% K_2O, der dunkle Biotit oder Magnesiaglimmer meist 7—9% K_2O. Jedoch schwankt der Gehalt des letzteren daran zwischen $^1/_2$—13% und der des ersteren vermag bis auf 4% zu fallen, sodaß der Kaliglimmer unter Umständen ärmer an Kali als der Magnesiaeisenglimmer ist. Selbstredend sind aber auch hier Na_2O, CaO sowie andere Oxyde in beiden Glimmerarten im isomorphen Silikatverband zugegen. Die sonstigen Abarten der Glimmer können wir dagegen unberücksichtigt lassen.

Das häufige Vorkommen von hellgefärbten Glimmerblättchen in manchen Sandsteinen und Sanden hat zu der fast allgemein angenommenen Ansicht geführt, daß der Muscovit im Gegensatz zum dunklen Glimmer oder Biotit chemisch unverwitterbar und unangreifbar sei. Das trifft insofern aber nicht zu, als auch der Muscovit den Verwitterungsagentien anheimfällt, indem u. a. Kali ausgeführt wird, dieses Verhalten aber nicht durch den bloßen Augenschein erkannt werden kann, wie solches beim dunkelgefärbten Biotit durch Austritt von Eisen und Kali in Gestalt von Karbonat bei gleichzeitigem Erbleichen des Minerals sinnfällig in Erscheinung tritt. Allerdings dürfte die chemische Verwitterung des Biotits leichter als die des Kaliglimmers erfolgen, wie desgleichen auch den Pflanzen das Kali aus dem ersteren leichter als das des Muscovits zur Verfügung gestellt wird. Mehr oder weniger eisenreiche Tonsubstanzen sind das Endprodukt der chemischen Aufbereitung, wobei allerdings nicht übersehen werden darf, daß ein großer Teil der Glimmersubstanz infolge der physikalischen Beschaffenheit des Glimmers in Gestalt feiner Blättchen zugegen ist.

Von Säuren werden die reinen Alkaliglimmer nicht angegriffen, mit Zunahme des Gehaltes an MgO und ganz besonders an FeO erfolgt der Angriff allerdings leichter. Schließlich sind die Glimmer auch allerhand Zersetzungen sehr ausgesetzt.

Mit den Glimmern sind die gleichfalls monoklinen Chlorite sehr nahe verwandt. Hellgrüne Farbe und gleich gute Spaltbarkeit mit den Glimmern zeichnen sie aus. Ihrer chemischen Natur nach sind sie Hydrosilikate der Tonerde, des Magnesiums und Eisens in isomorpher Mischung. Ihre Härte ist sehr gering, nämlich nur 1—2, ihre Dichte = 2,5—2,9. Sie verwittern schwer, nur einer mechanischen Zerlegung sind sie leichter unterworfen. Alle Chlorite erweisen sich zumeist als Zersetzungs- und Umwandlungsprodukte, die fälschlich auch wohl als Verwitterungsprodukte angesehen werden.

Alle sonstigen Silikatminerale wie Granat, Epidot, Turmalin u. a. nehmen als gesteinsbildende Minerale eine zu untergeordnete Stellung ein, als daß sie von bodenkundlicher Bedeutung sein könnten. Nur der wasserhaltigen Zeolithe sei hier noch gedacht, aber nur zur Hauptsache, oder eigentlich ausschließlich deswegen, weil sie die Veranlassung zur Annahme der Anwesenheit gleicher oder ähnlicher Körper im Ackerboden gegeben haben, obgleich eine solche Auffassung jeglicher Grundlage entbehrt.

Zeolithe oder Siedesteine sind wasserhaltige, zur Hauptsache natrium- oder kalziumführende Aluminiumsilikate, die in gewissen Ergußgesteinen, wie besonders Phonolithen, Basalten und Melaphyren, durch eigenartige Zersetzungsvorgänge aus Mineralen der Leuzit- und Feldspatgruppe hervorgegangen sind und sich dadurch auszeichnen, daß sie ihren Gehalt an Natrium und Kalzium im Basenaustausch gegen Kalium und Ammon in Lösungen abzugeben vermögen, welches Verhalten schon verhältnismäßig frühzeitig erkannt wurde und dazu führte, den sich gleichfalls im Ackerboden vollziehenden Basenaustauch auf die Gegenwart derartiger Körper zurückzuführen, obgleich die Entstehungsbedingungen sowie andere Eigenschaften derselben gegen ihre Anwesenheit im Ackerboden sprechen. Sie sind sämtlich gut kristallisierende Minerale von niedrigem Gewicht (2,2) und geringer Härte (3,5—5), die ihren hohen Wassergehalt leicht abgeben. Ihr Verhalten, beim Erhitzen unter Aufschäumen zu schmelzen, hat zu der Bezeichnung Siedesteine geführt. Es muß an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß nichts als verfehlter angesehen werden kann, als von sogen. Zeolithen im Boden zu sprechen[1]).

Nun beanspruchen aber die soeben von uns besprochenen Minerale nur insofern erhöhtes bodenkundliches Interesse, als sie im engeren Verbande entweder mit ihresgleichen oder mit solchen anderer Art die

[1]) Vergl. Anmerkung auf Seite 31.

Gesteine aufbauen und zusammensetzen, denn den auf Klüften oder in Drusen oder dergl. Vorkommnissen ausgebildeten Mineralen kommt an sich keine bodenkundliche Bedeutung zu. Wir werden uns daher notgedrungen auch noch kurz mit den Gesteinen, d. h. den aus einer großen Anzahl von Mineralindividuen bestehenden, die feste Erdkruste zusammensetzenden, geologisch selbständigen Körpern oder Teilen der Erdkruste zu beschäftigen haben.

Als Gesteine bezeichnet man also Mineralaggregate, d. h. eine Vielheit von Mineralindividuen, die aber durchaus nicht, wie es wohl dem Laien meist erscheint, von ganz willkürlicher Zusammensetzung sind, sondern sich in ihrer Ausbildung als Produkte sehr gesetzmäßig verlaufender Vorgänge erweisen und dementsprechend von mehr oder minder konstanter Beschaffenheit und selbständiger geologischer Gestaltung sind. Der große Unterschied zwischen Mineral und Gestein liegt darin gegeben, daß das Mineral stets ein Individuum ist, das Gestein dagegen eine Gesellschaft von solchen darstellt, und daß diese Gesellschaft von Mineralindividuen einen wesentlichen Anteil am Aufbau und an der Zusammensetzung der Erdkruste nimmt, was niemals von einem Mineral behauptet werden kann. Auch die geologische Selbständigkeit besitzen die Minerale nicht und gerade diese ist für den Gesteinsbegriff wohl die wichtigste Erscheinung. Damit aber „einem Teile der festen Erdrinde das Attribut der geologischen Selbständigkeit beigelegt“ wird, müssen nach H. Rosenbusch[1]) gleichzeitig folgende Bedingungen erfüllt sein:

Der Teil bezw. ein Gestein muß

„1. in seiner Abgrenzung von den umgebenden Massen deutlich erkennen lassen, daß er seine Entstehung einem eigenen und gesonderten geologischen Vorgang verdankt.

2. stofflich nicht unmittelbar von den umgebenden Massen ableitbar sein.

3. die Natur der ihn aufbauenden Substanzen (mineralische Zusammensetzung), die Art der Verbindung untereinander (Struktur) und der von ihm eingenommene Raum (geologische Erscheinungsform) müssen in ursächlicher Beziehung zu dem geologischen Vorgang stehen, dem er seine Entstehung verdankt.“

Aus dieser das Wesen des Gesteins wiedergebenden Definition geht aber auch für uns als besonders beachtenswert hervor, daß der Boden niemals als Gestein aufgefaßt werden darf, insofern nämlich, als sich der Boden stets stofflich von den ihn umgebenden Massen als ableitbar erweist, auch selbst dann, wenn es sich um einen sogen. Schwemmlandsboden handelt.

[1]) H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 4. Auflage. 1922.

Nach der Art der in einem Gestein vorhandenem Mineralindividuen, nämlich ob sie gleichartig oder ungleichartig sind, können wir eine Zweiteilung der Gesteine in einfache und zusammengesetzte oder gemengte Gesteine vornehmen und je nachdem die Bestandteile der Gesteine (also die Minerale) an Ort und Stelle auskristallisiert sind oder ihre Entstehung von schon früher vorhandenen Gesteinen ableiten, spricht man von authigenen oder allothigenen Komponenten oder Aggregaten. Gesteine mit authigenen Mineralen sind die kristallinischen Gesteine, mit allothigenen Bestandteilen die klastischen oder Trümmergesteine, jedoch läßt sich diese Einteilung nicht streng durchführen. So können sich kristallinische Gesteine auf recht verschiedene Art und Weise bilden. Einmal kommt der ersten Erstarrungskruste der Erde sicherlich kristallinische Beschaffenheit zu, dann verfestigen sich die aus dem Erdinnern empordringenden schmelzflüssigen Massen beim Erkalten zu kristallinischen Aggregaten, aber auch aus wässerigen Lösungen können kristallinische Gesteine (z. B. Salzgesteine) Absatz und Ausscheidung finden, ja schließlich kann auch ein ursprünglich nicht kristallines Gestein durch Kontaktwirkung mit vulkanischen Massen kristallinische Umbildung erfahren, sodaß die gedachte Zweigliederung kristallinischer und klastischer Gesteine unmöglich als Einteilungsprinzip aufrecht erhalten werden kann, zumal, wenn die genetischen Beziehungen als die den Gesteinen am kennzeichnendsten Merkmale in den Vordergrund gestellt werden sollen. Unter Berücksichtigung dieser Verhältnisse wurde die den natürlichen Bedingungen weit mehr entsprechende, heute wohl fast allgemein angenommene Dreiteilung[1]) der Gesteine vorgenommen, die wir vornehmlich H. Rosenbusch zu verdanken haben. Wir unterscheiden demnach: Eruptivgesteine, Sedimentgesteine und kristalline Schiefer.

Die Eruptivgesteine sind die im Schmelzfluß aus der Tiefe emporgedrungenen erstarrten Massen, die auch wohl als Folge ihrer äußeren Beschaffenheit im Auftreten als massige Gesteine Bezeichnung finden. Sie sind die Typen der primären und auch zur Hauptsache der kristallinischen Gesteine, sie bestehen aus authigenen Gemengteilen. Rosenbusch definiert sie als „die zu geologischer Gestaltung gelangten Teile des schmelzflüssigen Erdinnern".

Die Sedimentgesteine sind die durch Auflösung und Wiederabsatz aus den an der Erdoberfläche zirkulierenden Wässern oder durch Transport der verschiedensten Kräfte abgelagerten Gesteine. Ihrer äußerlichen Beschaffenheit nach werden sie geschichtete oder Schichtgesteine benannt. Sie sind im Gegensatz zu den Eruptivgesteinen

[1]) Neuerdings wird allerdings den kristallinen Schiefern ihre Selbständigkeit z. T. abgesprochen.

sekundäre Bildungen, die zum großen Teil aus diesen hervorgegangen sind. Sie bestehen zur Hauptsache aus allothigenen Gemengteilen und gehören nach der oben mitgeteilten Zweigliederung z. T. den klastischen oder Trümmergesteinen an. Rosenbusch nennt sie „die schichtigen Gesteine“ und definiert sie, als „die zur geologischen Gestaltung gelangten mechanischen und chemischen Zerstörungsprodukte der Eruptivgesteine, der kristallinen Schiefer und in geringem Grade der die Erde bewohnenden Organismen“.

Die kristallinen Schiefer nehmen gewissermaßen eine Mittelstellung ein, insofern als sie aus den beiden anderen Gesteinsklassen hervorgegangen zu betrachten sind, allerdings sind sie in ihren genetischen Beziehungen noch immer nicht ganz klargestellt. Als z. T. wahrscheinliche Gebilde der ersten Erstarrungskruste der Erde erweisen sie sich als primäre Gesteine, während sie andererseits auch sekundäre Produkte darstellen. Sie bestehen vorwiegend aus authigenen Gemengteilen und sind durch eine als schieferig zu bezeichnende Textur und kristallines Gefüge gekennzeichnet. Nach Rosenbusch sind sie als „unter wesentlicher Mitwirkung geo-dynamischer Phänomene zu geologischer Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder Sedimente“ anzusehen.

Der räumlichen Verbreitung an der Erdoberfläche nach wiegen die Sedimentgesteine bei weitem vor. Ihrer Vielgestaltigkeit halber sowie wegen ihres primären Ursprungs und der damit verbundenen stofflichen Abhängigkeit der Sedimentgesteine und kristallinen Schiefer von ihrem Aufbau sind es aber die Eruptivgesteine, die unsere besondere Aufmerksamkeit erregen und denen wir uns daher zunächst zuzuwenden haben.

Wenn wir an dieser Stelle eine Charakteristik der Eruptivgesteine zu geben beabsichtigen, so kann es sich für unsere Zwecke nur um die Hervorhebung der wichtigsten Merkmale handeln, und zwar insbesondere um die stoffliche oder chemische Zusammensetzung derselben, da nur diese, abgesehen von strukturellen Eigenarten des Gesteins, für die Bodenbildung von Bedeutung ist. Die Eruptivmagmen, von denen wir auszugehen haben, sind keine chemischen Verbindungen nach stöchiometrischen Gesetzen, sondern stellen sich als schmelzflüssige Lösungen von wechselnden Mischungsverhältnissen dar, sodaß auch die mineralische Zusammensetzung der aus diesen Lösungen durch Kristallisation hervorgehenden Gesteine keine durchaus konstante sein kann, sondern in gewissen Grenzen schwanken wird. Immerhin handelt es sich aber um geregelte nach bestimmten Richtungen hin erfolgende Anordnungen und Verteilungen der Stoffbestandteile, die sowohl in bestimmten chemischen als in strukturellen Verhältnissen ihren Ausdruck finden und sich von den Entstehungsbedingungen des Gesteins als durchaus abhängig erweisen. Wohl am einfachsten liegen noch die Verhältnisse in Hinsicht

auf die räumliche Anordnung der einzelnen Mineralbestandteile und sei hierauf dementsprechend zuerst eingegangen.

Jedes Eruptivmagma kann nach der Art seiner Erstarrung und Verfestigung verschiedene Eruptivgesteine hervorgehen lassen, indem bei langsam erfolgender Ausscheidung eine gleichmäßig körnige Ausbildung des Gefüges stattfindet, man spricht dann von holokristallinem Gefüge und ist diese Mineralanordnung kennzeichnend für die sogen. Tiefengesteine, die ihre Bildung dem langsamen Erstarren und Auskristallisieren des Magmas in der Erdtiefe verdanken. Tritt aber während des Verfestigungsaktes des Magmas eine Änderung in den Ausscheidungsbedingungen ein, wie eine solche z. B. dadurch bedingt ist, daß das aus der Erdtiefe kommende Magma allmählich oder plötzlich eine schnellere Abkühlung erfährt, so wird der Rest des Magmas entweder kleinkörnig oder zu einem Glase (amorph) erstarren und damit ein Gestein erzeugen, das in einer kleinkörnigen oder amorphen Grundmasse einzelne mehr oder weniger gut ausgebildete Kristalle erkennen läßt. Hypokristallin oder im besonderen Fall porphyrisch heißt man dieses Mineralgefüge. Aber auch bei sehr schneller Abkühlung von Anfang an kann eine völlig glasige Ausbildung des Magmas erfolgen, wie eine solche Ausbildung z. B. die Obsidiane zeigen. Den Ergußgesteinen und Laven kommt eine solche Beschaffenheit, wie sie durch die beiden letzten Möglichkeiten gegeben ist, zu.

Aber auch die Reihenfolge der Stoffausscheidungen aus dem Magma unterliegt der Gesetzmäßigkeit, die in der Petrographie als Rosenbuschsche Regel bekannt ist und nach welcher die Erze zuerst, dann die basischen Stoffanteile oder farbigen Silikate und erst ganz zum Schluß die sauren Anteile und der Quarz zur Ausscheidung gelangen. Desgleichen wäre auch hier noch auf die sogen. Mineralassoziation hinzuweisen, denn es läßt sich nämlich eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten in der Vergesellschaftung des Auftretens der Eruptivgesteinsgemengteile feststellen, die das Beisammensein gewisser Bestandteile oder ihr gegenseitiges Ausschließen dartun, worauf wir des näheren aber nicht eingehen können. Alle diese Umstände in Gemeinschaft mit magmatischer Spaltung, Ganggefolgschaft und dergl. mehr, deuten aber darauf hin, daß wir es in den Eruptivgesteinen mit Körpern zu tun haben, die ihre Beschaffenheit nicht rein willkürlichen Bedingungen verdanken.

Da die Eruptivgesteine sämtlich Silikatgesteine sind, so läßt sich auf Grund ihres Gehaltes an Kieselsäure eine sehr einfache Einteilung durchführen, die wenigstens für bodenkundliche Zwecke eine gewisse Beachtung verdient und daher hier angeführt sein möge. Der Gehalt der Eruptivgesteine an Kieselsäure schwankt nämlich zwischen rund 80% und 40%, und man bezeichnet daher alle Gesteine, deren Gehalt über 65% SiO_2 beträgt, als saure, deren Gehalt unter 52% liegt, als basische.

Was einen Gehalt an SiO_2 zwischen beiden Werten aufweist, nennt man intermediäre oder neutrale Gesteine. Es ist jedoch darauf hinzuweisen, daß diese Bezeichnungsweise nicht etwa einen Aziditäts- oder Basizitätsgrad in Hinsicht auf die Reaktion der Gesteine zum Ausdruck bringen soll, denn diese Annahme verbietet sich schon allein aus dem Grunde, weil alle Silikatgesteine infolge der Silikathydrolyse mehr oder weniger basische Reaktion erkennen lassen, auch hat sie nichts mit der Einteilung der Salze durch den Chemiker in saure, neutrale und basische, noch den sich daraus ableitbaren Eigenschaften der Salze zu tun. Lediglich die Höhe des SiO_2-Gehaltes der Eruptivgesteine ist das dieser Einteilung zugrundeliegende Merkmal.

Die früheren Einteilungsprinzipien der Gesteinswelt, insbesondere der Eruptivgesteine gingen lediglich von der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine aus und waren künstliche Systeme, erst später lernte man, wie schon angedeutet wurde, Gewicht auf die genetischen Beziehungen zwischen Mineralbestand, chemischer Beschaffenheit und Entstehung wie Vorkommen zu legen und damit das Gestein als einen selbständigen geologischen Körper erkennen. Den vielen Bemühungen in dieser Richtung nachzugehen, ist nicht unsere Aufgabe, sondern wir wollen zur Erleichterung des Verständnisses von der Natur der Eruptivgesteine nur auf das natürliche Einteilungssystem von H. Rosenbusch, allerdings in vereinfachter, modifizierter Form, hinweisen. Chemische Zusammensetzung und damit gleichzeitig Mineralbestand geben in Gemeinschaft mit Vorkommen, Alter und Strukturverhältnisse die Grundlage für dasselbe ab, und wir erfahren auf diese Weise ohne Schwierigkeit, daß es sich in den Eruptivgesteinen nicht etwa um absolut feststehende Typen handelt, sondern vielmehr um eine kontinuierlich fortschreitende Reihe, in der fast jedes Glied durch Übergänge mit einem anderen Glied verbunden ist.

Zur Wiedergabe und Verdeutlichung dieser Verhältnisse sei das von E. Weinschenk[1]) aufgestellte Schema der Einteilung der Feldspatgesteine angeführt. Es ist dabei allerdings zu berücksichtigen, daß nicht alle Eruptivgesteine in diesem Erwähnung finden, so fehlen nämlich u. a. die von farblosen Bestandteilen freien Endglieder der (nach Rosenbusch) Alkalikalk- und Alkalireihe (Peridotite, Pyroxenite), die jedoch bodenbildend kaum von Bedeutung sein dürften. Auch die glasigen Ausbildungsformen und die Spaltungsgesteine haben keine besondere Berücksichtigung erfahren. Eine weitere ins Einzelne gehende Beschreibung der Eruptivgesteine erachten wir nicht für erforderlich, weil die für die Bodenbildung in Frage kommenden Eigenschaften der Eruptivgesteine aus der Tabelle in Rücksichtnahme auf

[1]) E. Weinschenk, Spezielle Gesteinskunde. Freiburg. 1905. S. 21.

Tabelle der Feldspatgesteine

Vorherrschender Gemengteil	Orthoklasgesteine		Plagioklasgesteine				Natrongesteine		
	Kalifeldspat		Natronkalkfeldspat		Kalknatronfeldspat	Basisches Mineral meist (Augit)	Natronfeldspat (Orthoklas, Mikroklin, Anorthoklas, Albit)		
Zweiter Hauptgemengteil	mit abnehmendem Kieselsäuregehalt ⟶ zunehmender Gehalt an farbigem Mineral: Glimmer, Hornblende oder Pyroxen						geringer Gehalt an		
Am häufigsten	Biotit (Muscovit)	Hornblende	Biotit, Hornblende	Hornblende	Pyroxen	kalkreicher Plagioklas	Natronpyroxen		Natronamphibol
Unterscheidender Gemengteil	mit Quarz	ohne Quarz	mit Quarz	ohne Quarz	ohne Olivin / mit Olivin	ohne oder mit Olivin	mit Nephelin	ohne Quarz	mit Quarz
Habitus	leicht und hell ⟷ schwer und dunkel						leicht und hell		
Körnig	Granit	Syenit	Quarzdiorit	Diorit	Gabbro	Olivingabbro / Trapp Diabas (Basalt)	Nephelinsyenit	Natronsyenit	Natrongranit
Porphyrisch	Liparit Quarzporphyr	Trachyt Orthoklasporphyrit	Dazit Quarzporphyrit	Andesit, Porphyrit		Melaphyr Diabasporphyrit	Phonolith Nephelinporphyr	Natrontrachyt	Natronliparit Keratophyr
Glasig:	(Obsidiane und Peststeine)						(Spaltungsgesteine: Basalte)		

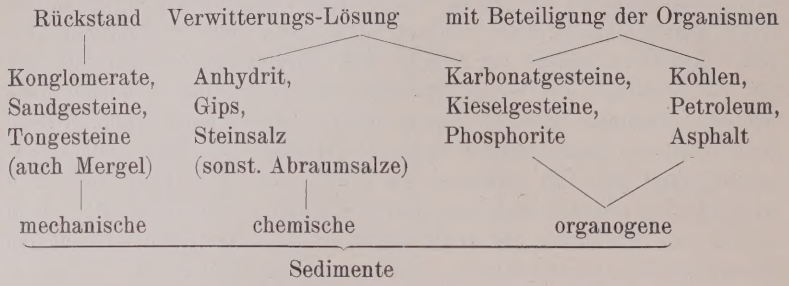
die mineralische Zusammensetzung und damit chemische Beschaffenheit sowie strukturelle Anordnung der Gemengteile als Grundlage für eine derartige Beurteilung ohne weiteres ableitbar sind. Wir werden nur nochmals ganz kurz am Schluß des vorliegenden Kapitels, nach Besprechung aller Gesteine, auf die unter „normalen Verhältnissen der Verwitterung" aus den Gesteinen hervorgehenden Bodenbildungen zurückkommen.

Die Sediment- oder Schichtgesteine unterscheiden sich von den soeben betrachteten Eruptivgesteinen nicht nur ganz wesentlich durch ihren Entstehungsvorgang, sondern auch durch ihren chemischen Aufbau. Allerdings lassen sie sich in ihrer chemischen Zusammensetzung als Abkömmlinge der Eruptivgesteine und kristallinen Schiefer ohne weiteres erkennen, aber die Anordnung und Verteilung der am Aufbau jener Gesteine teilnehmenden Minerale ist hier eine ganz andere, gewissermaßen eine viel einfachere geworden, und zwar infolge des schon mehrmals als grundsätzlich verschieden betonten Entstehungsaktes, denn es hat eine Sonderung der ursprünglich in jenen Gesteinen vorhandenen Mineralgemische stattgefunden. Andererseits sind auch durch chemische Umwandlung, z. T. unter Mitwirkung von Organismen, von den Eruptivgesteinen in stofflicher Hinsicht gänzlich abweichende Gesteine hervorgegangen, kurzum, es offenbaren sich in der Zusammensetzung dieser Gesteine nicht mehr derartig gesetzmäßige Beziehungen, als wir sie in den Eruptivgesteinen als Folge ihrer Herkunft durch Ausscheidung aus dem schmelzflüssigen Magma nach bestimmten chemischen Gesetzen kennen gelernt haben. Insbesondere sind die Mengenverhältnisse der am Aufbau des Sedimentgesteins teilnehmenden Minerale ganz andere geworden, als in den Eruptivgesteinen.

Die Sedimentgesteine sind, wie wir schon erfahren haben, durch Zerstörung der Eruptivgesteine und auch der kristallinen Schiefer hervorgegangen. Auch hier hat es sich genau so wie bei der Verwitterung um einerseits physikalische, andererseits chemische Aufbereitung gehandelt, sodaß als Umwandlungsprodukte auf der einen Seite nur mechanische Detritate, auf der anderen Seite nur chemische Ausscheidungen aus den Auflösungsrückständen in Frage kommen. Man darf erstere als Verwitterungsrückstände oder mechanische Sedimente, letztere als Ausscheidungen der Verwitterungslösungen oder chemische Sedimente ansprechen, wozu noch die organogenen Sedimente hinzutreten, insofern als sie z. T. unter Mitwirkung der organischen Welt aus der Verwitterungslösung zustande gekommen sind.

Die mechanischen Sedimente könnten nun noch weiter nach ihrer Bildungsweise in fluviatile, äolische, glaziale, vulkanische eingeteilt werden, da jedoch die hierdurch erworbenen Unterschiede nur wenig in ihrer petrographischen Ausbildung zum Ausdruck gelangen, so empfiehlt

sich ihre weitere Einteilung nach rein petrograpischen Gesichtspunkten in Ton- und Sandgesteine nebst Grauwacken, Konglomeraten und Brekzien. Die chemischen Sedimente lassen sich auf Grund ihrer chemischen Beschaffenheit, die organogenen Sedimente desgl. in Hinblick auf die bevorzugte Beteiligung organischer oder anorganischer Bestandteile an ihrem Aufbau zerlegen. E. Weinschenk[1]) hat einer diesen Verhältnissen Rechnung tragenden Einteilung in dem nachstehend wiedergegebenen, recht übersichtlichen Schema Ausdruck verliehen:



Einer eingehenden Besprechung der Sedimentgesteine fühlen wir uns gleichfalls enthoben, da die für bodenkundliche Zwecke fast nur allein Bedeutung erheischende stoffliche Natur dieser Gesteine ohne weiteres aus der Benennung der Gesteine hervorgeht. Es darf vielleicht nur noch hinzugefügt werden, daß unter der Bezeichnung Konglomerate wiederverfestigte Kiese und Schotter mit abgerollten, also gerundeten Gesteinsbruchstücken, dagegen als Brekzien analoge Gebilde mit eckigen Fragmenten zu verstehen sind, während schließlich Grauwacken als ein schwach transportierter und verfestigter Gesteinsgrus aus Tonschiefer, Sandstein und anderem Detritusmaterial anzusehen sind.

Hinsichtlich der dritten Hauptgesteinsklasse, nämlich der kristallinen Schiefer, können wir uns noch kürzer fassen. Eine systematische Einteilung, die an und für sich schon die größten Schwierigkeiten hat, erweist sich für unsere Zwecke überflüssig. In Zusammensetzung, Struktur, petrographischem Charakter und geologischer Bedeutung sind die kristallinen Schiefer äußerst verschieden und selbst ihr kristallinisch-schieferiges Gefüge, von dem wir als ihr besonderes, äußeres Klassenmerkmal ausgegangen sind, wird nicht von allen Vertretern geteilt, so z. B. nicht von den kristallinen Kalken, Eklogiten u. a. Gesteinen. Ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung nach können sie den Eruptivgesteinen und den Sedimentgesteinen nahezu gleich sein, da es sich in ihnen um metamorphosierte Gebilde beider Klassen handelt. So unterscheidet man z. B. mit Rosenbusch Orthogneise

[1]) E. Weinschenk, a. a. O., S. 199.

und Paragneise, von welchen die ersteren Abkömmlinge der Eruptivgesteine, die letzteren solche von Sedimentgesteinen sind. Für uns genügt es festzustellen, daß folgende Gesteinskörper den kristallinen Schiefern angehören: Gneise, Glimmer- und Serizitschiefer, Chlorit- und Grünschiefer, Amphibolit und Eklogit, Phyllite, kristallinische Quarzite und Karbonatgesteine.

Es bedarf nun wohl eigentlich kaum des Hinweises, daß eine derartig kurz gefaßte Übersicht über das Gesteinsreich, wie die soeben angestrebte, nur einen Überblick über die wesentlichsten Verhältnisse in der Zusammensetzung der Gesteine bringen kann, und doch gerade von diesen Verhältnissen erweisen sich der Bodenbildungsvorgang und die Ausbildungsformen des Bodens als abhängig. Wir müssen daher betonend darauf hinweisen, daß für das rechte Verständnis dieser Beziehungen eine weit umfangreichere Behandlung der einschlägigen Verhältnisse am Platze sein dürfte, als sie uns der zur Verfügung stehende Raum wiederzugeben erlaubt hat. Andererseits müssen wir desgleichen aber vor einer Überschätzung dieser Beziehungen warnen, da sie nur unter ganz bestimmten klimatischen Verhältnissen im vollen Umfange zur Beurteilung der Bodenbildung herangezogen werden können, worauf ja schon mehrfach von uns hingewiesen worden ist. Nur im Bereich des wenig extremen, gemäßigten Klimas, wie es im Herzen Europas, insbesondere Deutschlands, Österreichs, Nord-Frankreichs und der Schweiz, soweit nicht höhere Gebirgslagen wie sonstige Umstände in Frage kommen, besitzen sie volle Gültigkeit, sodaß in diesen Gebieten von einer geologisch-petrographischen Bodenlehre die Rede sein kann. Die dementsprechend hier vorhandenen Beziehungen müssen wir daher noch kurz einer Erläuterung unterziehen, um doch wenigstens die Sachlage, von der man allerdings früher glaubte, daß sie den normalen Verhältnissen entspräche, zu kennzeichnen.

Als maßgebend sind hier, wie schon erwähnt, nicht nur die mineralogisch-chemische Beschaffenheit des Gesteins, sondern auch die Struktur- und Texturverhältnisse derselben anzusehen. Letzteres gilt besonders in Hinsicht auf die physikalische Seite des Aufbereitungs- oder Verwitterungsvorganges. So vollziehen sich auf Klüften, Strukturflächen, Schichtfugen und Schieferungsflächen das Eindringen des Wassers und die damit für die Verwitterung in Verbindung stehenden Folgen viel leichter, als wenn solche minima resistentiae nicht oder nur im geringen Grade vorhanden sind. Die sogen. plattenförmige Abwitterung der Sandgesteine, die Wollsackverwitterung der Granite, die säulenförmige Verwitterung der Basalte und auch Porphyre sind Beispiele hierfür. Die Scheiben-, Blatt- und Grusausbildung des Detritates sind gleichfalls Folgen dieser Verhältnisse, denen wir im einzelnen hier nicht nachgehen können. Als ganz besonders wichtig für den Verlauf des Verwitterungs-

vorganges und für die Beschaffenheit des aus den Sandgesteinen hervorgehenden Bodens erweist sich die chemische Natur des die Sandsteine verbindenden Zementes[1]). Auch die körnige, porphyrische oder glasige Ausbildung der Eruptivgesteine mit all ihren wechselvollen Übergängen macht sich in besagter Richtung in der verschiedensten Weise geltend. Der Gang der chemischen Verwitterung wird demgegenüber naturgemäß durch die mineralogisch-chemische Zusammensetzung der Gesteine bedingt, wobei den Löslichkeitsverhältnissen der Gesteinsbestandteile, wie wir sie im voraufgehenden bei der Besprechung der Minerale kennen gelernt haben, die größte Rolle zukommt. Dabei ist vom praktisch-bodenkundlichen Standpunkt ganz besonders nachstehender Satz Ludwig Milchs[2]) zu beherzigen, insofern uns derselbe über die zulässigen Schlußfolgerungen aus der Kenntnis der Gesteinszusammensetzung in wahrer Wertschätzung des Sachverhaltes treffend Aufschluß gibt. „Die Kenntnis von der Natur der Gesteinsart, aus der der Boden hervorgegangen ist, lehrt unmittelbar nur, welche anorganischen Pflanzennährstoffe in ihm enthalten sein können und ob andere unter allen Umständen in Böden, die aus dieser Gesteinsart hervorgegangen sind, fehlen müssen (oder im günstigsten Fall in unzureichender Menge zu erwarten sind). Ein Gestein, das Kali oder Kalk gar nicht oder nur in sehr geringer Menge enthält, kann diese Stoffe in seinem Boden der Pflanze natürlich nicht zur Verfügung stellen, in welcher Menge jedoch ein im Gestein vorhandener Bestandteil in löslicher der Pflanze zugänglicher Form im Boden zu erwarten ist, darüber erlaubt nur die Feststellung des Grades der Verwitterung eine annähernd zuverlässige Aussage."

Daß aus Sedimentgesteinen vorwiegend Böden von der Natur des Gesteins, also aus Sandgesteinen Sandböden, Tongesteinen Ton- und Lehmböden hervorgehen, erscheint ohne weiteres verständlich, wenn schon auch hier die Verhältnisse nicht so einfach liegen, wie sie auf den ersten Blick erscheinen, denn durch sekundäre Umlagerungen bezw. Ausschlämmen der primären Verwitterungsprodukte können auch hier Bodenbildungen von gänzlich abweichender Natur des Muttergesteins geschaffen werden, zumal die Bindemittelsubstanz recht abweichend sein kann. Auch aus Kalkgesteinen entstehen in Sonderheit durchaus nicht stets kalkhaltige Böden, sondern nach Auswaschung des Kalkes bleiben u. U. Tonböden von oftmals recht steiniger Beschaffenheit und völliger Kalkfreiheit übrig.

---

[1]) Vergl. E. Blanck, zur Kenntnis der Böden des mittleren Buntsandsteins. Landw. Vers.-Stat. 65. 1906. S. 161 und „Gestein und Boden in ihrer Beziehung zur Pflanzenernährung." Landw. Vers.-Stat. 77. 1912. S. 129 und 84. 1914. S. 399.

[2]) L. Milch, Die Zusammensetzung der festen Erdrinde als Grundlage der Bodenkunde. Leipzig und Wien. 1926. S. 217.

Bei den Eruptivgesteinen liegen die Verhältnisse im allgemeinen derartig, daß mit Zunahme ihres Gehaltes an Quarz und Abnahme an Feldspaten der sandige Charakter des Bodens steigt, mit Anwachsen des Feldspatgehaltes die lehmig-tonige Beschaffenheit des Bodens wächst. Jedoch gerade hier spielt der Grad der Verwitterung eine ausschlaggebende Rolle, sodaß die verschiedensten Übergänge zu beobachten sind, wozu noch hinzutritt, daß die Korngröße der das Gestein zusammensetzenden Minerale von hervorragender Bedeutung für die jeweilige Bodenausbildung wird. Sieht man von allen diesen Einflüssen ab, so kann man sagen, daß im allgemeinen z. B. der grobkörnige Granit einen lehmigen, tiefgründigen, aber meist kalkarmen Boden, der kleinkörnige Granit einen mehr grandigen oder sandigen, flachgründigen Boden erzeugt. Der Quarzporphyr liefert einen scharfkantigen, meist flachgründigen, steinigen Boden, der Syenit und Porphyrit lassen grusige, lockere, eisenreiche Ton- und Lehmböden hervorgehen, desgl. der Diorit einen steinigen Boden, der Diabas und Basalt eisenreiche, oftmals durch Kalkgehalt und Phosphorsäurereichtum ausgestattete Tonböden, die allerdings auch manchmal recht steinig ausfallen können. Die tonige Ausbildung dieser Bodenbildung tritt aber erst stets in einem schon recht weit vorgeschrittenen Stadium der Verwitterung auf.

Die kristallinen Schiefer schließlich zeigen je nach ihrer Herkunft ein den Eruptivgesteinen oder den Sedimentgesteinen ähnliches Verhalten, worauf aber bei der großen Mannigfaltigkeit der hier vorliegenden Verhältnisse nicht weiter eingegangen sein soll. Diese ganz allgemein gehaltenen Andeutungen mögen genügen, um Anhaltspunkte für die Beziehungen, die zwischen Muttergesteinen und Böden unter „normalen" Klimabedingungen vorhanden sind, zu geben, denn nur ein eingehendes Studium dieser Verhältnisse kann einen wirklich zutreffenden Einblick in die hier vorliegenden, recht verwickelten Zusammenhänge erbringen[1]).

[1]) Vergl. hierzu u. a. C. Luedecke: Die Boden- und Wasserverhältnisse der Prov. Rheinhessen, des Rheingaus u. Taunus. Darmstadt 1899 und Die Boden- und Wasserverhältnisse des Odenwaldes, Darmstadt 1901. C. Luedecke: Beiträge zur Kenntnis der Böden des nördlichen Odenwaldes, Darmstadt 1897. F. Plieninger: Überblick über die wichtigsten Bodenarten Württembergs. Festschrift zur Feier des 100-jährigen Bestehens der Landw. Hochschule Hohenheim. A. Oswald: Chem. Untersuchungen der Gesteins- und Bodenarten Niederhessens. Saalfeld 1902, sowie ferner reichliches Material in den Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten Badens, Hessens, Preußens und Württembergs, außerdem u. a. E Laufer u. F. Wahnschaffe, Untersuchungen des Bodens der Umgegend von Berlin. Berlin 1881 und H. Niklas und A. Götting: Beurteilung der wichtigsten Bodenarten usw. Zeitschrift f. Pflanzenernährung usw. A. 6. 1926. S. 265.

Kapitel 5

Die Abhängigkeit der Verwitterung und Bodenbildung vom Klima

Es ist im Verlauf der voraufgegangenen Erörterungen wiederholt darauf hingewiesen worden, daß die Verwitterung vom Klima abhängig ist. Nach dem, was wir über den Verwitterungsvorgang erfahren haben, erscheint ein solcher Zusammenhang recht einleuchtend, insofern als die klimatischen Größen, Wärme, Feuchtigkeit und Verdunstung, sich geeignet erweisen den Verlauf eines solchen Prozesses in ganz bestimmte Bahnen zu lenken. Wir haben auch schon von humidem, aridem und nivalem Klima als Ausdruck ganz bestimmter Witterungsverhältnisse an der Erdoberfläche gesprochen und sind daher nur noch den Beweis zu erbringen schuldig, in welcher Weise die verschiedenen Klimate den Gang der Verwitterung beeinflussen, damit als Endprodukt jenes Vorganges die so mannigfachen, aber doch jeweils den besonderen Verhältnissen angepaßten Bodenformen hervorgehen. Die Untersuchungen dieser Art sind erst neuzeitlichen Datums, sie sind namentlich von russischen Forschern ausgegangen und knüpfen sich an die Namen Dokutschajeff und Sibirzeff. Ein solcher Entwicklungsvorgang ist wohl zur Hauptsache nur dem Umstande zuzuschreiben, daß in dem weit ausgedehnten russischen Reich das Studium des Bodens zu ganz anderen Auffassungen vom Wesen der Bodenentstehung führen mußte, als dies unter den engen geographischen Verhältnissen unseres Vaterlandes geschehen konnte. Die Ergebnisse dieser Forschungen blieben uns jedoch zunächst längere Zeit verschlossen[1]), wohl zumeist infolge der sprachlichen Schwierigkeiten, die uns russische Literatur nicht zugänglich machten. Dagegen erhielt man von anderer Seite über eine gleichfalls auf klimatische Unterschiede zurückzuführende Verschiedenheit des Bodens Einsicht und Kenntnis. Doch erfuhren die diesbezüglichen Mitteilungen W. Hilgards[2]), eines deutschen Forschers an der California-Universität

[1]) Vergl. für Deutschland H. Stremme, Die Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland, Branca-Festschrift 1914 und H. Harrassowitz, Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Steinmann-Festschrift. (Geol. Rundschau 17a). Berlin, 1926.

[2]) E. W. Hilgard, Über den Einfluß des Klimas auf die Bildung und Zusammensetzung des Bodens. Wollnys Forschungen auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik XVI. 1893.

in Nordamerika, anfänglich nur wenig Beachtung. Erst Ramanns weitgehendem Blick und seiner erfolgreichen Tätigkeit auf diesem Gebiet ist es zu verdanken, daß die von den russischen Forschern und von Hilgard ausgegangenen Ideen auch bei uns Allgemeingut der Wissenschaft vom Boden geworden sind. Dies Verdienst ist keineswegs geringwertig einzuschätzen, denn wie schon einmal hervorgehoben, hat mit diesen neuen Gesichtspunkten der Boden als Forschungsobjekt den Charakter des örtlich engumgrenzten Naturobjektes verloren und ist als ein Naturgeschehen von universeller Bedeutung erkannt worden, welches in Hinsicht seines Auftretens und seiner Beschaffenheit den gleichen allgemeinen Gesetzen unterliegt, wie sie dem Antlitz der Erde jene großen einheitlichen Charakterzüge der Gegenwart verleihen, und uns diese in den typischen Landschaftsformen, Faunen und Floren der Tropen, der gemäßigten Zonen, der Polargebiete und der Wüstengürtel entgegentreten. Sehen wir von dem rein nivalen Klima ab, welches sich nach Penck durch ein Übermaß schneeiger Niederschläge kennzeichnet, sodaß ein Abtrag von Verwitterungsmaterial nur beschränkt und durch den Transport der Gletscher erfolgen kann und eine Bodenbildung im landläufigen Sinne überhaupt nicht zur Entwicklung kommen läßt, so sind es einerseits das humide, andererseits das aride Klima, welche scharf gegeneinander kontrastieren und dem Boden seinen Charakter verleihen. In dem Verhältnis der Temperatur zu den Niederschlägen sind die den Vorgang regelnden Hauptfaktoren zu erblicken, wozu sich allerdings noch einige andere Faktoren lokaler Natur gesellen, wie u. a. die Art und Beschaffenheit des unterlagernden Gesteins, die Exposition und die an Ort und Stelle vorhandene Vegetation.

Gehen wir nochmals kurz auf diesen Gegenstand ein, so dürfen wir sagen, als humid ist ein Klima dann anzusehen, wenn in ihm mehr Niederschläge, als verdunsten können, fallen, dagegen ist das Klima als arid anzusprechen, wenn mehr verdunstet oder verdunsten könnte als Niederschläge auf die Erdoberfläche gelangen. In diesem Sinne spricht man denn auch von regenreichen und regenarmen Gebieten und in den Böden derselben von Feucht- und Trockenböden, doch ist letztere Bezeichnung nicht etwa so zu verstehen, als wenn diese Böden sich dauernd im trockenen oder feuchten Zustande befinden. Im humiden Gebiet wird das überschüssige Wasser in der Form von Flüssen zum Meere abgeführt, doch vorher beladen mit den durch Auslaugung aus Gestein und Boden entnommenen Substanzen. Somit stellt sich das humide Gebiet als ein Abtragungsgebiet des Festlandes dar, während im ariden Gebiet infolge des Fehlens dauernd fließender Ströme das Fortschaffen gelöster bezw. transportfähiger Stoffe unmöglich wird, zumal die Wüstengebiete, die als die typischesten Vertreter arider

Klimabedingungen anzusehen sind, geschlossene Wannenformen mit überhöhten Randgebieten im Gegensatz zu den zum Meere abgedachten humiden Gebieten bilden[1]). Nur der Wind vermag hier als Transportkraft aufzutreten, doch beschränkt sich sein Einfluß natürlicherweise nur auf Material von bestimmter, und zwar kleiner Korngröße. Auf Grund dieser Verhältnisse erscheint das aride Gebiet als das der Auflagerung des Festlandes, insofern nämlich die Anhäufung des Verwitterungsmaterials hierselbst die geringe Fortfuhr durch Wind bei weitem überwiegt. Diese besonderen gegensätzlichen Verhältnisse beider Gebiete des Festlandes sind in erdgeschichtlicher Hinsicht beachtenswert, insofern sie uns über den Erhaltungszustand bezw. über die Erhaltungsmöglichkeit der Sedimentgesteine der Vorzeit wichtige Fingerzeige an die Hand geben.

Den typisch humid und arid ausgebildeten Klimagebieten der Erde schließen sich nun solche an, welche nicht während des ganzen Jahres unter gleichsinnigen Bedingungen stehen, d. h. mit anderen Worten ein Wechselklima besitzen. Eine derartige Veränderung klimatischer Verhältnisse bleibt aber nicht ohne Einfluß auf die Ausgestaltung des Bodens, sondern führt zu selbständigen Bodenformen, die wir nach dem Vorherrschen der einen oder anderen Klimabedingung als semiaride oder semihumide bezeichnen können. In solchen Gebieten jahreszeitlichen Klimawechsels, in denen tiefere Temperatur vorherrscht, werden zwar die sich bildenden Bodenformen den humiden Charakter beibehalten, aber erst mit Zunahme der Temperatur, wie sie sich im gemäßigten und heißen Klima einstellt, wird der Klimawechsel der Jahreszeiten in der Bodenausbildung schärfer zum Ausdruck gelangen. Nun ist es aber auch hier nicht gleichgültig, ob z. B. der humide Klimacharakter während des Sommers oder während des Winters vorwiegt, bezw. zu welcher Jahreszeit die ariden Bedingungen die Vorherrschaft erlangen. Alle diese möglichen Abstufungen in der Ausbildung des Wechselklimas führen zu mehr oder weniger hervortretenden Eigentümlichkeiten in der Entwicklung der Böden, zumal auch noch das sog. Bodenklima seinen Einfluß geltend macht, sie geben gemeinsam Veranlassung zur Vielgestaltigkeit der Böden solcher Gebiete. Im allgemeinen ist man bisher besser unterrichtet über solche Böden, die man entsprechend unserer Einteilung als semiarid, d. h. halbtrocken, zu bezeichnen hat, wenn man darunter diejenigen versteht, die zu einem Teil des Jahres ariden, zu einem anderen Teil humiden Klimaeinflüssen ausgesetzt sind, von denen aber die ersteren überwiegen, sodaß sie den Gesamtcharakter des Bodens, wie er uns in seinen Eigenschaften und in seinem Bau entgegentritt,

---

[1]) Vergl. H. L. F. Meyer (Harrassowitz) Klimazonen und Verwitterung. Geolog. Rundschau 7. 1916. S. 193.

bestimmen. Die semihumiden, also halbfeuchten, Böden kommen gleichfalls reichlich vor, doch sind sie schwieriger von den rein humiden Bodenformen abzutrennen, sie werden daher meist mit diesen vereinigt. Nach neuerer Auffassung nehmen die sogen. Randböden innerhalb dieser Gruppe eine besondere Stellung ein, auch sie werden wir späterhin zu berücksichtigen haben. Zunächst wird es aber geboten sein, die charakteristischsten Unterschiede zwischen humider und arider Bodenform kennen zu lernen.

Wenn solche Unterschiede nun auch vorwiegend in den Verhältnissen der Wasserbewegung im Boden und den damit im Zusammenhang stehenden Erscheinungen begründet sind, insofern die Bewegung des Wassers von oben nach unten in den humiden Böden vorherrscht, aber in den ariden das umgekehrte Verhalten stattzufinden pflegt, und diese Vorgänge zur Hauptsache die Ausgestaltung des Bodens veranlassen, obschon selbstverständlicherweise beide Bewegungsarten zeitweilig in jedem Boden erfolgen können, so zeigt doch auch die durchschnittliche chemische Zusammensetzung der Böden beider Gebiete wesentlich abweichende Merkmale, wie dieses Hilgard auf Grund eines umfassenden Analysenmaterials nordamerikanischer Böden dargetan hat. Daß aber die soeben hervorgehobene Wasserbewegung im Boden als Ausdruck der klimatischen Verhältnisse zu gelten hat, bedarf wohl kaum des näheren Hinweises.

Den Ausführungen Hilgards ist zu entnehmen, daß der in Salzsäure lösliche Anteil des Bodens die nachstehend wiedergegebenen charakteristischen Unterschiede aufweist, woraus ersichtlich wird, daß den humiden Böden als Folge der in ihnen stattgefundenen Auswaschung, nämlich des Wasserstroms von oben nach unten, die Beschaffenheit von an Nährstoffen verarmten Böden zukommt, während die ariden Böden als nährstoffreich erscheinen. Dieser Nährstoffreichtum vermag aber — gleichfalls als eine Folge der im ariden Gebiet herrschenden Klimabedingungen — ohne weiteres nicht zur Ausnutzung für die Pflanze und für die Kultur der Böden in Frage zu kommen, weil das hierfür als notwendig vorauszusetzende belebende Element, Wasser, fehlt. Dies ist auch eine für die kultur- und völkergeschichtliche Entwicklung von ungemein weittragender Bedeutung gewordene Tatsache, welche namentlich von Ramann[1]) die rechte Beleuchtung erfahren hat und darin gipfelt, daß sich alle alten Kulturzentren auf aridem Boden entwickelt haben, indem man es verstand, das ungeheure aber schlummernde Bodenkapital durch großzügige Bewässerungsanlagen zu mobilisieren. Die Zahlen Hilgards[2]), die einen derartigen Zusammenhang rechtfertigen, sind folgende:

[1]) E. Ramann, Der Boden und sein geographischer Wert. Mittlg. d. geograph. Ges. München, Bd. 13. Heft 1. 1918. Vergl. auch A. Albert, Boden, Klima und Mensch. Eberswalde, 1926.

[2]) E. W. Hilgard, a. a. O. S. 82.

	Humider Boden (Feuchtboden)	Arider Boden (Trockenboden)
in Salzsäure unlöslicher Rückstand . .	84,17%	69,16%
in Salzsäure lösl. Kieselsäure . .	4,04 „	6,71 „
„ Tonerde . . .	3,66 „	6,31 „
„ Eisenoxyd . .	3,88 „	5,37 „
„ Kalk	0,11 „	1,25 „
„ Magnesia . . .	0,26 „	0,96 „
„ Kali	0,21 „	0,65 „
„ Natron . . .	0,14 „	0,36 „
„ Phosphorsäure .	0,12 „	0,21 „
„ Humus . . .	2,91 „	1,13 „
„ Stickstoff . . .	0,34 „	0,13 „

Namentlich in den für die Pflanzenernährung wichtigen Mineralbestandteilen wie Kali, Kalk, Phosphorsäure und Magnesia ergibt sich eine überwiegende Anteilnahme im ariden Boden, aber auch der hier weit höhere Gehalt an Tonerde in Verbindung mit dem der löslichen Kieselsäure und des geringen Gehaltes an in Salzsäure unlöslichen Bestandteilen läßt in anderer Hinsicht auf die günstigere Beschaffenheit desselben schließen. Wenn dagegen der wichtige Stickstoff zurücktritt, so steht dies mit dem Humusgehalt als Folge der im ariden Gebiet für die Erhaltung der organischen Substanz weitaus ungünstigeren Bedingungen im Zusammenhang. Bei einem so hohen Nährstoffgehalt, wie es die ariden Böden zeigen, bedarf es hier auch nicht der Düngung, wie solche Maßnahme die humiden Böden aber erheischen.

Da nun aber das Klima auf der Erde für bestimmte Gebiete größeren Umfangs bekanntermaßen eine im großen und ganzen feststehende Größe ist, so könnte man leicht der Anschauung zuneigen, daß die Herausbildung der Bodenarten letzten Endes ein recht einfacher Vorgang sei und ihr Auftreten zufolge der geographischen Lage als ohne weiteres festgelegt zu erachten sei, sodaß schon allein aus der Kenntnis letzteren Umstandes auf Natur, Beschaffenheit und sonstige Eigenarten des Bodens geschlossen werden könnte. Mit anderen Worten, es müßten sich unter jeweilig verschiedener geographischer Breite, soweit nicht die schon erwähnten inneren Bodenbildungsfaktoren Geltung erlangen, dortselbst stets Böden von einheitlichem Charakter vorfinden, sodaß gewissermaßen über die ganze Erdoberfläche eine regelmäßige Verteilung der Bodenbildungen vom Äquator nach Nord und Süd stattfinden würde, ohne daß eine Abweichung von dieser Regel einträte. Wenn man einer solchen Ansicht auch wohl zeitweise zugestimmt hat, so liegen die tatsächlichen Verhältnisse doch etwas verwickelter, wenn schon dem Norden

wie dem Süden und auch der gemäßigten Zone besondere Bodenformen eigentümlich sind. Es treten nämlich innerhalb solcher, wie der genannten Gebiete, auch Böden auf, die ihrer ganzen Natur nach einem anderen Verbreitunggebiet zugehören, doch stellte sich diese Erkenntnis erst in jüngster Zeit, als man mehr Gewicht auf solche Dinge zu legen lernte, heraus. Namentlich war es Richard Lang, der auf seinen Reisen in tropischen Ländern Braunerden und Humuserden neben den typischen Roterden und Lateriten jener Gegenden auftreten sah und damit zu der Einsicht gelangte, daß es sich in diesen Fällen nicht um zufällige Ausnahmeerscheinungen handeln könne. Er glaubte vielmehr darin den Beweis erblicken zu müssen, daß von allen klimatischen Bodenbildungsfaktoren letzten Endes der Feuchtigkeit die wichtigste Rolle beizumessen sei. Auf Grund seiner Beobachtungen entwirft denn nun auch Lang ein andersartiges Bild bezüglich der Verteilung der Böden an der Erdoberfläche, indem er die Auffassung zugrunde legt, daß sich unter bestimmten klimatischen Bedingungen in allen Breiten der Erde, unter kaltem wie unter gemäßigtem oder heißem Klima, gleichartige Bodentypen entwickeln können. Doch wenn solches tatsächlich zutrifft, so ist zunächst die Frage zu beantworten, welchen klimatischen Faktoren in ihrem Zusammenwirken diese Gleichsinnigkeit in Verwitterung und Bodenbildung unter so verschiedenen Breiten zuerkannt werden muß? Er glaubt diese schwierige Frage dadurch lösen zu können, daß er die Bodenbildung unter Bedingungen betrachtet, bei welchen die in Betracht kommenden Faktoren bis auf einen oder einige wenige konstant sind. Wir wollen diesem Versuch Langs[1]) hier etwas näher treten, um uns einen Einblick in die klimatologischen Bildungsbedingungen der Böden zu verschaffen, wodurch uns die Vielgestaltigkeit der Formen, ihre Aufeinanderfolge und Abwechslung in der Natur verständlich werden wird. Doch soll auch an dieser Stelle nicht verschwiegen sein, daß gegen sein auf diese Weise gewonnenes „exaktes Klassifikationssystem der Böden in klimatischer Hinsicht“ von anderer Seite erhebliche Bedenken geäußert worden sind[2]). Besonders haben die neuesten Untersuchungen Alfred Meyers[3]) dargetan, daß die den Anschauungen Langs zugrundeliegenden klimatischen Größen nicht ausreichen, um das von ihm entworfene Einteilungssystem genügend zu stützen. Richard Langs System hat aber den großen Vorzug, in recht einfacher Weise und in großen Zügen die Abhängigkeit der Bodenausbildung vom Klima

[1]) R. Lang, Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht. Intern. Mittlg. f. Bodenkunde. Bd. 5. 1915. S. 312.

[2]) Vergl. Stremme, Zur Kenntnis der Bodentypen. Geolog. Rundschau. VII. 1917. S. 330.

[3]) Alfred Meyer, Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde. 2. 1926. S. 209.

darzutun, sodaß trotz der erwähnten, dem System anhaftenden Mängel seine Wiedergabe aus didaktischen Gründen am Platze ist. Richard Langs Versuch einer Bodenklassifikation auf klimatischer Grundlage führt jedenfalls den Laien am besten in das Verständnis der vorliegenden wechselseitigen Beziehungen von Boden und Klima ein und entwirft ein unseren heutigen, etwas dürftigen Kenntnissen noch am besten entsprechendes und abgerundetes Bild vom Wesen der klimatischen Bodenzonenlehre.

Außer den bekannten Faktoren Temperatur und Feuchtigkeit ist nach Lang die Menge der im Boden vorhandenen oder ihm zuführbaren löslichen Mineralsalze von größtem Einfluß, sie kommen namentlich bei Böden mit Humusgehalt in Frage. Hinzu treten noch als mitbestimmende Faktoren, wie wir dies schon andererseits erfahren haben, die örtliche Lage, die Wirkung des Windes, die relative Feuchtigkeit bezw. Verdunstung und die jährliche Verteilung der Niederschläge sowie die Bodenbewachsung. Steigert man unter Gleichbleiben aller übrigen Faktoren die Temperatur allein, so entwickeln sich nach Lang, ausgehend vom Rohhumusboden aus diesem nacheinander Schwarzerden, Braunerden, Gelberden, Roterden bis zum Endglied Laterit. Eine derartige Reihenfolge von Bodentypen ergibt sich gleichfalls, wenn man anstatt der Temperatur die Feuchtigkeit unter sonst gleichen Voraussetzungen der Konstanz aller übrigen Faktoren sich verändern läßt. Die Zersetzung und Anhäufung der Humussubstanz ist vor allen Dingen abhängig von der Feuchtigkeit und steht im direkten Verhältnis zu ihrer Gegenwart, sodaß die feuchtesten Böden auch die humusreichsten sind. Dementsprechend wird man folgern dürfen, daß bei mittlerer Temperatur durch Zunahme der Feuchtigkeit die umgekehrte Reihenfolge der Entwicklung stattfindet, wie wir sie soeben kennengelernt haben, d. h. aber nichts anderes als Temperatursteigerung und Feuchtigkeitsabnahme wirken in gleicher Weise auf die Bodenentwicklung ein. Mithin wird die Veränderung eines Faktors allein unter sonst gleichen Bedingungen notwendigerweise einen Wechsel im Bodentypus verursachen, jedoch wird die Wirkung beider Faktoren aufgehoben werden, wenn Temperatur und Feuchtigkeit gleichzeitig zunehmen, also wenn eine gleichsinnige Verschiebung beider stattfindet. Aus diesem Verhältnis folgert der Genannte weiter, daß, wenn ein Boden von bestimmten Eigenschaften unter niederer Durchschnittstemperatur und niederen jährlichen Regenmengen gebildet wird, derselbe bei höheren Jahrestemperaturen existenzfähig bleiben wird, wenn auch der durchschnittliche Regenfall in einem ganz bestimmten Maße zugenommen haben wird. Damit wird es möglich sein, Grenzlinien für die einzelnen Bodenarten zu ziehen, indem sich für dieselben unter Annahme bestimmter Temperatur bestimmte Grenzwerte der Feuch-

tigkeit nach oben wie unten festlegen lassen. Lang bezeichnet die derartig erhaltenen Werte als exakte im Gegensatz zu den früher allein üblichen allgemeinen Angaben wie feucht, warm usw. Für diesen Zweck benutzt er einerseits die jährlich niedergehenden Durchschnittsregenmengen, andererseits die jährlichen Temperaturmittel. Um aber auch für alle sonstigen Faktoren, die auf die Entwicklungsrichtung der Böden einzuwirken vermögen, konstante Verhältnisse voraussetzen zu können, sucht er die jeweils einem bestimmten Bodentypus günstigen, d. h. optimalen, natürlichen Bildungsverhältnisse zu benutzen. So sucht er festzulegen, unter welchem günstigen Einfluß der Exposition, der Verdunstung, der Beschaffenheit des Muttergesteins, der Durchlässigkeitsverhältnisse, der Mineralstoffzufuhr und dergl. mehr gerade noch eine Bodenart und noch nicht die nächst „minderwertige", d. h. minderwertig in bezug auf die oben dargelegte Reihenfolge, sich bildet. Als „Regenfaktoren" bezeichnet er die aus dem Verhältnis zwischen Feuchtigkeit und Durchschnittstemperatur errechneten Zahlenwerte und findet sie von auffälliger Konstanz, trotzdem sie aus den verschiedensten Verhältnissen beider Größen zustandekommen, wie dieses für die verschiedensten Gegenden der Fall ist. Unter Voraussetzung optimaler Bodenbildungsverhältnisse entstehen somit:

bei	Regenfaktoren	von	> 160	Rohhumusböden
„	„	„	160—100	Schwarzerden
„	„	„	100— 60	Braunerden
„	„	„	60— 40	Gelberden bezw. Roterden und Laterit
„	„	„	< 40	Böden ariden Klimas

Keinesfalls soll damit aber gesagt sein, wie dieses auch ganz besonders von Lang hervorgehoben wird, daß sich nun auch bei bestimmter Temperatur und bestimmter Feuchtigkeit ständig an einem Orte ein ganz bestimmter Boden ausbilden muß, denn wie gezeigt wurde, treten auch außerdem noch weitere Faktoren hinzu, die ebenfalls ihren Einfluß geltend machen.

So macht sich der Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit namentlich in der Menge der verfügbaren löslichen Mineralstoffe fühlbar. Eine Verringerung der Mineralkraft des Bodens wirkt bei humushaltigen Böden humiden Klimas genau so, als ob der Boden unter höherer Feuchtigkeit oder unter niedrigen Temperaturen stünde. Alle übrigen Faktoren beeinflussen die Bodenentwicklung im angedeuteten Sinne, wenn sie für den Boden keine optimalen, also keine günstigen Verhältnisse schaffen, sodaß der folgende Satz von Lang als ganz allgemein gültig aufgestellt wird: „Unter Voraussetzung bestimmter Temperatur und bestimmter Feuchtigkeit wird ein Boden, der unter sonst nicht

optimalen Bildungsbedingungen sich befindet, stets minderwertiger sein, als der errechnete Regenfaktor anzeigt, d. h. der Boden verhält sich ebenso, wie wenn der Regenfaktor höher wäre. Erst durch die soeben dargelegte Einschränkung wird der volle Wert der Regenfaktoren für die Grenzen zwischen den einzelnen Bodengebieten klar erkennbar. Wohl vermögen bei einem für ein bestimmtes Gebiet errechneten Regenfaktor dort minderwertigere Böden sich zu entwickeln, als man nach dem Regenfaktor zu schließen erwarten könnte, im Mindestfalle stets Rohhumus, nie aber können höherwertigere Böden entstehen, als durch den Regenfaktor für den betreffenden Ort festgelegt ist“[1]). Damit haben wir aber eine Erklärung für das Auftreten von Bodenarten verschiedenen Charakters nebeneinander. Jedoch es ist ferner auch die Verteilung von Temperatur und Feuchtigkeit während der Jahresdauer von wesentlichem Einfluß auf die Bodenausbildung. Die Zeitdauer des Jahres, in der die Temperatur unter 0^0 herrscht, ist sodann bei der Berechnung des Regenfaktors auszuschalten, da zu dieser Zeit die Bodenbildung ruht. Gleiches gilt von den in fester Form niederfallenden Niederschlägen u. dergl. mehr.

Wie außerordentlich verschieden das Verwitterungsprodukt ein und desselben Gesteins infolge der soeben angeführten Verhältnisse ausfallen kann, lehrt die Gegenüberstellung der chemischen Zusammensetzung der aus einem Dolerit (Basalt) unter verschiedenen klimatischen Verhältnissen erzeugten Böden, wie sie uns von H. Warth[2]) für das englische Doleritvorkommnis von Rowley-Regis, South Staffordshire und dasjenige Indiens von den West-Ghâts bei Bombay mitgeteilt wird. Diese Befunde sprechen sicherlich ganz deutlich für den entscheidenden Einfluß, den das Klima auf die Verwitterungsart der Gesteine ausübt. Er erweist sich von derartig großer Tragweite, daß die stoffliche Beschaffenheit des Ausgangsmaterials gänzlich in den Hintergrund tritt, wie wir dieses schon mehrfach Gelegenheit genommen haben zu betonen, um nunmehr nachstehende zahlenmäßige Belege dafür zu geben.

Das tropische Verwitterungsprodukt des Dolerits zeigt eine wesentlich abweichende Zusammensetzung vom Herkunftsgestein, das Verwitterungsprodukt des gemäßigten Klimas unterscheidet sich dagegen mit Ausnahme seines Gehaltes an Eisen, Kalk und Natron nur verhältnismäßig wenig vom Muttergestein. Während die beiden letzteren Bestandteile eine Auswaschung erlitten haben, ist das ursprünglich in Oxydulform vorhandene Eisen oxydiert und außerdem noch etwas Wasser zur Bildung von Ton aufgenommen worden. Im Fall der unter feuchtem Tropenklima erfolgten Umwandlung des Dolerits ist jedoch fast alle Kieselsäure zum Verschwinden gebracht worden, und es haben die Ton-

[1]) R. Lang, a. a. O., S. 340—341.

[2]) H. Warth, Geolog. Mag. 1905. Vergl. W. Meigen, Laterit. Geolog. Rundschau. II. 1911. S. 202.

	Dolerit von Rowley-Regis		Dolerit von West-Ghâts	
	frisch	verwittert	frisch	verwittert
Kieselsäure .	49,3 %	47,0 %	50,4 %	0,7 %
Titansäure .	0,4 „	1,8 „	0,9 „	0,4 „
Tonerde . .	17,4 „	18,5 „	22,2 „	50,5 „
Eisenoxyd . .	2,7 „	14,6 „	9,9 „	23,4 „
Eisenoxydul .	8,3 „	—	3,6 „	—
Magnesia . .	4,7 „	5,2 „	1,5 „	—
Kalk . . .	8,7 „	1,5 „	8,4 „	—
Natron . . .	4,0 „	0,3 „	0,9 „	—
Kali	1,8 „	2,5 „	1,8 „	—
Phosphorsäure	0,2 „	0,7 „	—	—
Wasser . . .	2,9 „	7,2 „	0,9 „	25,0 „
	100,4 %	99,3 %	100,5 %	100,0 %

erde, das Eisen sowie das Wasser eine beträchtliche Erhöhung erfahren, während die sonstigen am Aufbau des Gesteins beteiligt gewesenen Bestandteile völlig verschwunden sind.

Vorwiegend als eine Folge des verschieden starken chemischen Einflusses des Wassers, und zwar als Ausfluß klimatischer Bedingungen, hat sich im ersten Fall aus dem gleichen Gestein ein Komplex von Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure, genannt Ton, der die basischen Bestandteile absorbiert enthält, gebildet. Im zweiten Fall ist ein Gemenge von im wesentlichen nur aus Aluminium- und Eisenhydroxyd entstanden. Wir sprechen in ersterem Fall von Ton-, im zweiten von Laterit-Verwitterung. Daß anderseits Laterit aus den verschiedenartigsten Gesteinen unter den Verhältnissen des Tropenklimas hervorzugehen vermag, sei durch einige Analysenergebnisse W. Bauers[1]) wiedergegeben.

		Granit-Laterit	Diorit-Laterit	Laterit-Sandstein
Kieselsäure	SiO_2	52,06 %	3,88 %	25,80 %
Tonerde	Al_2O_3	29,49 „	49,89 „	54,06 „
Eisenoxyd	Fe_2O_3	4,64 „	20,11 „	3,12 „
Kalk	CaO	Spur	—	0,56 „
Magnesia	MgO	—	—	Spur
Wasser	H_2O	14,40 „	25,98 „	16,42 „
		100,59 %	99,86 %	99,96 %

Für die Werteinschätzung der Bedeutung des Klimas für die Regelung der Verwitterungsvorgänge und die Ausbildung in der Be-

[1]) M. Bauer, Beiträge zur Geologie der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 1898. II. 163 und Sitzbr. d. Ges. z. Förd. d. ges. Naturw. zu Marburg. 1897. S. 122.

schaffenheit der Böden dürften die soeben angeführten Beispiele wohl genügen, doch bedarf es noch eines näheren Eingehens auf die besonderen Fälle der Bodenausgestaltung, um das Wesen des Bodens als eine ganz allgemein vom Klima abhängige Erscheinung zu verstehen.

Wir werden bei der Darstellung dieser Verhältnisse dem neuzeitlichen Standpunkt kolloidchemischer Forschungsrichtung folgen, den u. a. G. Wiegner[2]) in überaus klarer Weise in seinem vortrefflichen Buch „Boden und Bodenbildung" einheitlich angewandt und durchgeführt hat. Es geschieht dieses um so mehr, als sich gerade die kolloidchemische Betrachtungsweise ganz besonders fruchtbringend für die Erklärungsweise des Zustandekommens der hier in Rede stehenden Erscheinungen und Vorgänge erwiesen hat.

Betrachten wir von den voraufgehend gegebenen Gesichtspunkten die Ausbildungsmöglichkeit der Böden, so müssen wir rein theoretisch folgern, daß in den extrem ariden Gebieten, in denen die Niederschlagsmengen außerordentlich gering sind, eine chemische Verwitterung eigentlich überhaupt nicht oder doch nur sehr verschwindend aufzutreten vermag. Die Hauptwirkung des Wassers, die Hydrolyse, wird hier fehlen müssen oder doch nur wenig Einfluß gewinnen können, sodaß die Böden eines solchen Gebietes vorherrschend solche des physikalischen Gesteinszerfalls sind. Sie sind nicht allein infolge des herrschenden Wassermangels unfruchtbar, sondern führen auch nicht die für die Fruchtbarkeit der Böden so notwendigen Bestandteile wie Ton und zeolithartige Austauschverbindungen, weil ja mangels Hydrolyse die Bildung von Aluminiumoxydhydrat und Kieselsäure verhindert wird. Desgleichen sind in ihnen Stoffe in der Art der Pflanzennährstoffe nicht oder nur geringfügig zugegen.

Ein nennenswerter Humusgehalt ist den Wüstenböden gleichfalls fremd, da die mangelhafte Vegetation eine Ansammlung von organischer Substanz schon an und für sich nicht zuläßt. Infolge der Herabsetzung der chemischen Verwitterung ist auch die Farbe der physikalisch aufbereiteten Böden, insbesodere der Wüstenböden, dort wo nicht das Muttergestein dafür sorgt, eine helle, lichte bis weiße, denn die färbenden Eisenhydroxyde vermögen sich mit Ausnahme der Anwesenheit eisenreicher Gesteine nicht zu bilden.

Diese Auffassung von der Natur der Wüstenböden war bisher die allgemein geteilte, man kann sagen, die fast als selbstverständlich hingenommene. Sie vermag wahrscheinlich auch wohl Geltung für „ganz rein aride" Wüstenböden zu besitzen, aber solche kennt man bisher noch nicht, wenigstens sind sie bisher der Untersuchung noch nicht zugänglich geworden. Die bodenkundliche Untersuchung des ersten

[2]) Verlag Steinkopff, Dresden und Leipzig 1918, neueste, unveränderte Auflage 1926.

umfangreichen Bodenmaterials aus einem bisher stets als streng arid angesehenen Wüstengebietes, wie das der Sahara, durch E. Blanck und S. Passarge[1]) hat nämlich die überraschende Tatsache erbracht, daß auch die Bodenbildungen dieses Gebietes nicht im Sinne der theoretischen Auffassung als rein aride Produkte anzusehen sind, und daß die chemische Verwitterung bei der Aufbereitung der Gesteine in der Wüste und der Bildung der „Wüstensande" eine viel größere Rolle spielt als man bisher angenommen hat. „Die Bodenbildungen in der Wüste Schellal stellen sich als solche semiarider Bedingungen dar, ja zum Teil kommt ihnen der Charakter humider Bodenformen zu. Sie besitzen ein Verwitterungsilikat von der Art der Lateritböden". „Die erwartete streng aride Beschaffenheit der Wüstenböden konnte somit für das von uns untersuchte Gebiet nicht erwiesen werden", so lautet das aus der Beschaffenheit dieser Böden gezogene Schlußurteil. Für das Zustandekommen besagter Böden besteht demzufolge entweder die Annahme, daß die Verwitterung im Gebiet der Wüste infolge der allerdings nur selten, aber dann um so energischer angreifenden, chemisch wirksamen Agentien Bodenformen genannter Beschaffenheit erzeugt, oder daß zu einer gewissen Zeit während der Ausbildung der Böden ein humides Klima geherrscht hat. Für erstere Annahme ist man aber nicht in der Lage, die notwendigen Unterlagen zu erbringen, weil unsere derzeitigen Kenntnisse über die Wirksamkeit der chemischen Verwitterungsagentien in der Wüste hierfür noch nicht ausreichen. Denn wir vermögen bisher noch nicht zu entscheiden, ob die so selten fallenden Regen, trotz ihrer hohen Temperatur gepaart mit beispiellos tiefgehender physikalisch vorbereitender Aufbereitung, wirklich imstande sind, so energische chemische Einflüsse wie die erkannten zu erklären. Gleiches gilt in bezug auf den Einfluß des Taus, der Auskristallisation von Salzen, der Einwirkung von Ozon, von salpetrigsaurem Salz und dergleichen Agentien mehr, die bekanntlich seitens der verschiedensten Autoren hierfür als wirksam in Anspruch genommen werden. Unter solchen Umständen erscheint die Annahme eines Klimawechsels in der Wüste Sahara als noch eher berechtigt. Einer humiden Epoche dürfte die heutige aride Zeit gefolgt sein. Da es uns aber bisher an Untersuchungen fehlt, die mit einem Material aus einem Wüstengebiet ausgeführt sind, von dem man mit Sicherheit weiß, daß es stets und ständig rein arid gewesen ist, so besitzt auch dieser Schluß nur eine bedingte Gültigkeit. Vielleicht sind die ganz neuerdings von H. Mortensen[2]) als „Kernwüsten" in der chilenischen Wüste unterschiedenen Wüstenteile nach ihrer bodenkundlichen Untersuchung in der Lage, die Verhältnisse zu klären, da es sich in ihnen

[1]) E. Blanck u. S. Passarge: Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Hamburg 1925.

[2]) H. Mortensen: Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Berlin 1927.

um streng aride Bildungen im wahrsten Sinne des Wortes zu handeln scheint.

Den ariden Wüstenböden werden die Böden des Hochgebirges und der Polarwelt in ihrer Beschaffenheit von jeher gleichgestellt, weil auch in diesen Gebieten das Wasser in flüssiger Form als Verwitterungsagens mehr oder weniger ganz fehlt und die dort herrschende niedere Temperatur die chemische Verwitterung gleichfalls nur ganz untergeordnet aufkommen läßt[1]). Dennoch liegen auch hier in beiden Fällen die Verhältnisse nicht so einfach, wie dies für die Hochgebirgslagen der Alpen die erst ganz neuerdings von H. Jenny[2]) veröffentlichten Untersuchungen dartun und die Untersuchungen E. Blancks[3]) über die Bodenbildungs- und Verwitterungsverhältnisse auf Spitzbergen, soweit sie sich schon einer Diskussion zugänglich erweisen, erkennen lassen. Nur in den ganz extremen Fällen gilt wohl das, was meist als theoretisch gefolgert wird, sodaß H. Jenny im Gebiet des Hochgebirges neben Böden mit Umlagerung der leichtlöslichen Stoffe, einschließlich der Karbonate (Rendzina) und solchen mit Umlagerung der Sesquioxyde (Podsole) Rohböden unterscheidet. Die letzteren treten schon oberhalb der Waldgrenze auf, werden aber erst in den höheren und höchsten Regionen neben Schnee und Eis die alleinherrschende Bodenart, sie sind das Produkt des physikalischen Gesteinszerfalles (Frosterden) und nur Algen, Flechten und Moose besiedeln die nackten Felsen. Ist das Muttergestein Granit oder ein sonstiges „Urgestein", so zeigt sich „an windgefegten Orten charakteristische Detailverwitterung" und Feldspate treten aus dem Gestein hervor, liegt aber als solches Kalk- oder Dolomitgestein vor, so tritt neben physikalischer auch schon chemische Verwitterung auf und „in den Vordergrund", sodaß die Karbonate einer teilweisen Auflösung unterliegen, und da die tonerdesilikathaltigen Rückstände dauernd fortgeschwemmt werden, so bilden sich Rinnen und Karrenfelder aus. Auf den Rohböden des Granits bilden sich lokale Humusanhäufungen saurer Natur und in den Spalten und Klüften der Karren siedeln sich höhere Pflanzen an, welche die Rinnen mit neutralem, gesättigtem Humus anfüllen. Die sich durch Umlagerung der leichtlöslichen Stoffe und der Sesquioxyde auch in den höheren Regionen ausbildenden Böden interessieren uns an dieser Stelle nicht, sie legen aber

---

[1]) B. Högbom, Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischen Faktor. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Vol. 20, 1927 und Über die geologische Bedeutung des Frostes. Ebenda. Vol. 12. 1913.

[2]) J. Braun-Blanquet und H. Jenny, Vegetationsentwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen. Zürich. 1926. S. 325.

[3]) E. Blanck, Verwitterung und Bodenbildung auf Spitzbergen. Forschungen und Fortschritte. 3. 1927. S. 45 und: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden. Chemie der Erde. 1. 1919. S. 421.

in ihrem Zustandekommen Zeugnis davon ab, daß selbst in den Hochgebirgslagen die Bodenbildungsprozesse mannigfaltiger Art sind, indem den chemisch wirksamen Faktoren auch hier eine bisher wenig beachtete weitgehende Rolle zukommt. Zu dem gleichen Ergebnis gelangt E. Blanck[1]) in seinem vorläufigen Bericht über die Verwitterung und Bodenbildung auf Spitzbergen, wenn er sagt: „Gewiß herrscht bei Betrachtung der Verwitterungsgeschehnisse in ihrer Gesamtheit der physikalische Gesteinszerfall als bodenbildender Faktor auf Spitzbergen vor, aber es müssen auch hier mehrere Zonen oder Regionen der Verwitterung und Bodenbildung unterschieden werden, und zwar 1. die während des ganzen Jahres fast dauernd mit Eis und Schnee bedeckten höchstgelegenen Inlandgebiete, 2. die Gebiete, die während der Sommerzeit frei von Eis und Schnee sind und die mittleren Höhenlagen einnehmen, und 3. die gewissermaßen als Strandgebiete zu bezeichnenden Tiefenlagen in unmittelbarer Nähe des Meeres. In dem ersten Gebiet kann von einer Bodenbildung überhaupt keine Rede sein, wenngleich auch hier das Gestein zeitweise zu Tage tritt und der physikalischen Verwitterung anheimfällt. In der zweiten Zone herrscht neben chemischer Verwitterung eine äußerst starke Abtragung, sodaß aller Gesteinsdetritus in das dritte Gebiet verfrachtet wird und dort, soweit er nicht vom Meere aufgenommen wird, zur Ablagerung gelangt. Auch für die zweite Zone erweckt es den Anschein, als ob nur physikalische Kräfte Anteil an der Gesteinszerstörung haben; denn die gewaltigen Transportkräfte in Gestalt der Polarstürme und der überall auf und unter der Oberfläche wirksamen Schmelzwässer lassen nur ein von feinerem Material befreites Blockmeer zurück. Daß sich die chemische Verwitterung aber nicht unbeträchtlich an der Aufbereitung des Gesteins beteiligt, erkennt man schon rein oberflächlich an der gelb bis braun gefärbten Verwitterungsrinde, die die verschiedensten Gesteine überzieht, insbesondere aber aus der Gegenwart von Salzausblühungen auf Gestein und Boden und der im Gestein zirkulierenden Salzlösungen. Da die Ausblühungen als aus Magnesiumsulfat oder aus Alaun bestehend erkannt werden konnten, so muß sogar an eine recht energisch wirksame chemische Verwitterung gedacht werden.

In dem während des Sommers rein ariden, zur Winterszeit humiden und kalten Klimagebiet Spitzbergens sind in der von uns unterschiedenen mittleren Zone günstige Bedingungen für die Zersetzung der der spärlichen Vegetation entstammenden, organischen Substanz gegeben, sodaß sich die chemisch betätigende, organische Verwitterung stark geltend macht, worauf die erwähnten schwefelsäureführenden Lösungen und

[1]) E. Blanck, Verwitterung und Bodenbildung auf Spitzbergen. Forschungen und Fortschritte. 3. 1927. S. 45 und: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden. Chemie der Erde. 1. 1919. S. 421.

Ausblühungen aufs deutlichste hinweisen. In den tiefsten Lagen, die den Gesteinsdetritus beherbergen, findet die anspruchslose Vegetation dagegen zur warmen Zeit genügend Nahrung, um üppig gedeihen zu können, aber besonders zur kalten Zeit, wie überhaupt infolge des in den tieferen Bodenlagen ständig vorhandenen höheren Feuchtigkeitsgehaltes, findet nur eine geringe Zersetzung der organischen Substanz statt, sodaß hier eine Anreicherung derselben in Gestalt von Tundrabildungen oder dergleichen Platz greift."

Es hat sich also feststellen lassen, daß die chemische Verwitterung im Polargebiet vermutlich eine ähnliche, aber etwas verminderte Anteilnahme an der Aufbereitung der Gesteine hat, als dies nach unseren neuesten Untersuchungen auch für das Gebiet der Wüste zutrifft. Wärme- wie Kälte-Wüste zeigen nur deshalb eine scheinbare Vorherrschaft der physikalischen Aufbereitung, weil die starken Transportkräfte für eine schnelle Fortfuhr der durch chemische Verwitterung erzeugten Detritate sorgen.

Nehmen nun im ariden Gebiet die Niederschläge bei gleichzeitig verminderter Verdunstung zu, so wird sich vor allen Dingen bei steigender Temperatur die hydrolytische Zerlegung der Gesteinsbestandteile stärker geltend machen, deren Folge die Entstehung von Elektrolytlösungen sein wird. Diese werden sich aber mit der Zeit mehr und mehr anreichern, weil die Verdunstungsgröße eine noch immer derartig hohe ist, daß ein Fortschaffen der salzhaltigen Wässer in Gestalt von Flüssen nicht geschehen kann. Auf diese Weise kommt es in den ariden Gebieten zur Ausbildung der sogen. Salzböden[1]), in denen sogar eine Ausblühung des Salzgehaltes infolge der mit der Verdunstung im Zusammenhang stehenden Wasserbewegung von unten nach oben stattfindet, sodaß ein solcher Boden unter Umständen Krusten oder Efloreszenzen von Natriumsulfat, Magnesiumsulfat und auch wohl von Chlornatrium oder Natriumkarbonat an seiner Oberfläche ausscheidet. Die Gegenwart solcher Salze hat nun aber, worauf wir nicht versäumen dürfen hinzuweisen, für den physikalischen Zustand der genannten Böden die höchste Bedeutung. Der Einfluß in dieser Richtung ist bedingt durch den Charakter der Kationen und Anionen dieser Salze, sodaß sie entweder koagulierend (ausfällend) oder dispersitätssteigernd (zerteilend) auf die Bodenteilchen (Dispersionen) zu wirken vermögen, und zwar sowohl auf anorganische wie organische. Besonders ist es das Natriumkarbonat, welches seinen Einfluß in letzterer Richtung geltend macht. Man unterscheidet daher zwischen sodaarmen und sodareichen Salzböden und nennt erstere Weißalkaliböden, sie sind durch Krümel-

[1]) Vergl. u. a. auch A. v. Sigmond, Über die Szikbodenarten des ungarischen Alföld. Földtani Közlöny 1916. — B. Aarnio u. W. Brenner, Zur Kenntnis der Szikböden in Ungarn. Intern. Mittlg. f. Bdk. 8. 1923. S. 177.

struktur ausgezeichnet. Ihnen gegenüber stehen die Schwarzalkaliböden von dichter und schleimiger Beschaffenheit infolge der Wirkung der bei der Hydrolyse des Natriumkarbonats gebildeten Hydroxylionen (OH). Ist in diesen Böden Humus vorhanden, so teilt auch dieser das nämliche Schicksal, indem derselbe im ersteren Falle Koagulation erfährt, im zweiten durch die Einwirkung der Hydroxylionen in hochdisperse Solform überführt wird.

Bei noch weiterer Vermehrung der Niederschläge gelangen Böden von der Art der semiariden Steppenböden zur Ausbildung, denn die hierdurch verminderte Elektrolytkonzentration in Gemeinschaft mit der vermehrten Feuchtigkeit läßt nicht nur ein erhöhtes Wachstum der Pflanzen zu, sondern bestimmt auch zugleich den Charakter der Vegetation, indem der Salzgehalt und die durch den sommerlichen ariden Klimacharakter bedingte Trockenheit während der heißen Zeit dem Pflanzenwachstum eine Beschränkung auferlegen, sodaß nur eine Grasvegetation aufzukommen vermag. Böden solcher Art liegen bekanntlich zumeist in der Nähe von Wüstengebieten und erfahren aus diesen eine äolische Zufuhr von Staub bestimmter Korngröße, wie sie eben der Wind aus der Wüste zu verfrachten vermag. Der Staub der typischen Wüste ist nun aber, wie wir erfahren haben, als ein rein physikalisch aufbereitetes Produkt anzusehen, und enthält daher stofflich unverändertes Material. Die Grasvegetation der Steppe fängt dieses zugewehte Produkt auf, hält es fest, häuft es an und wird in dieser Fähigkeit noch dadurch unterstützt, daß die in der Steppe gegenüber in der Wüste herrschende relativ höhere Feuchtigkeit der Luft das Herabfallen der Staubteilchen erleichtert. Infolge der allmählichen Anhäufung des Staubes stirbt das Gras ab, wodurch nach der Zersetzung seiner Reste feine Röhrchen im Boden, die späterhin noch eine Auskleidung mit kohlensaurem Kalk erfahren, entstehen, und die Veranlassung zur Ausbildung der besonderen Struktur dieses eigenartigen Bodengebildes geben. Wir nennen dasselbe Löß, dürfen aber nicht vergessen, daß es sich in ihm zunächst nicht um einen Boden, sondern um ein Gestein handelt, denn die Verwitterung, wie wir sie gewillt sind aufzufassen, hat bei dem primären Vorgang seiner Entstehung sicher keinen Anteil. Erst später geschieht solches. Auch sei darauf aufmerksam gemacht, daß der an der Erdoberfläche befindliche Löß sich nicht nur zur Jetztzeit in beschriebener Weise bildet, wie dies in seinen großen Verbreitungsgebieten in China und in den Pampas von Südamerika der Fall ist, sondern, daß der in unseren Breiten auftretende Löß der Postglazialzeit entstammt, indem der nach dem Rückgang des Gletschereises aus dem Moränenmaterial durch Ausblasen gebildete Staub am Rande des Inlandeises und in den feuchten Flußtälern eine Ruhestätte fand. Sehr strittig war lange Zeit die Frage, ob dieser europäische Löß während

der Eiszeiten oder der Zwischeneiszeiten — Interglazialzeiten — gebildet worden sei. Die nächstliegende Annahme, daß er eine Bildung der trockenen Interglazialzeiten mit Steppenklima sei, mußte zugunsten der oben ausgesprochenen Erkenntnis aufgegeben werden, sodaß trotz gleichartiger Zusammensetzung und gleichen Windtransportes die Entstehung des europäischen von dem chinesischen und amerikanischen Löß abweicht. Nach seiner Ablagerung ist der Löß im Laufe der Zeit von oben her verwittert, d. h. verlehmt worden, wobei Kalkgehalt und poröse Struktur mehr oder weniger stark in Mitleidenschaft gezogen wurden. Immerhin ist es aber die Struktur, die dieses Bodengebilde anderen Böden gegenüber ganz besonders auszeichnet. Sie ist die Ursache für die leichte Wanderungsfähigkeit des Wassers in ihm, sowohl von oben nach unten, wie auch umgekehrt, da der kapillare Wasseraufstieg ganz besonders begünstigt wird. Es ist dies eine der Ursachen der großen Fruchtbarkeit der Lößböden. Was nun die chemische Verwitterung dieses äolisch gebildeten Gesteins im besonderen anbelangt, so ist dieselbe, soweit es sich um die großen einheitlichen Lößgebiete Innerasiens und Südamerikas handelt, unter den Bedingungen des semiariden Klimas nur gering, sodaß Ton oder tonige Bestandteile in ihm zurücktreten oder geradezu fehlen, zumal ihm infolge der Entstehung des Gesteins schon derartige Bestandesmassen von Anfang an fremd sind. Auch die Farbe des ursprünglichen, noch nicht veränderten Lösses ist hellgelb als Folge der geringen Hydrolyse der Eisenverbindungen unter den Bedingungen des semiariden Klimas. Erst durch die Veränderung eines solchen in späterer Zeit hat sich auch aus dem postglazialen Löß durch chemische Verwitterung Aluminiumoxydhydrat und Kieselsäure und hieraus unter gegenseitiger Ausfällung derselben Ton gebildet, indem der Löß zu Laimen oder Lößlehm übergegangen ist. Der Humusgehalt ist im allgemeinen nur ein geringer, schon allein deswegen, weil kein üppiger Graswuchs zur Zeit des Steppenklimas aufkommt und eine damit Hand in Hand gehende starke Zersetzung die Anhäufung desselben verhinderte.

Diesen mehr oder weniger ariden Bodenbildungen stehen die humiden Bodenformen scharf umgrenzt gegenüber, wenn sich auch in den semihumiden Böden, falls man solche selbständig abzutrennen wünscht, gewisse Übergangsformen erkennen lassen. Bei sehr starkem Überwiegen der Niederschlagsmenge über die der Verdunstung, nämlich bei einem Regenfall von etwa 400—500 mm, treten in der gemäßigten Klimazone die Böden von semihumidem Charakter auf. Wir können darunter die Savannenböden, die Schwarzerden oder Tschernoseme verstehen.

Nicht der absolute, hohe Gehalt an Humus ist das kennzeichnende Merkmal der Schwarzerde, denn wir treffen auch in anderen humosen

Bodenarten derartige Humusmengen an, sondern es ist die Form des Humus, die das ausschlaggebende Merkmal für diese Bodenart abgibt. Die relativ große Menge des vorhandenen Humus ist hier im Zustande der Koagulation zugegen, des weiteren nehmen Ton und zeolithartige Austauschbestandteile im Gegensatz zu den früher besprochenen ariden Böden reichen Anteil am Aufbau des Bodens. Demnach tritt beim Zustandekommen der Schwarzerde die chemische Verwitterung deutlich in Erscheinung, d. h. die Hydrolyse des Wassers macht sich vor allem bemerkbar, sodaß sich die alkalischen und erdalkalischen Basen als Hydroxyde, das Aluminium, Eisen und die Kieselsäure in Solform ausbilden. Auch der Humus nimmt bei den Zerlegungsvorgängen reichlichen Anteil, er absorbiert die Basen, wird grobdispers und geht in den adsorptiv gesättigten, krümeligen Zustand über, sodaß von ihm ausgehende Kolloidschutzwirkungen in Fortfall kommen. Er reichert sich allmählich im Boden an, da die Bedingungen zu seiner Zersetzung nur gering sind, denn während der hierfür günstigen Zeit fehlt es an der dazu notwendigen Feuchtigkeit. Durch Koagulation der kolloiden Zerteilungen des Aluminium- und Eisenoxydhydrats sowie der Kieselsäure werden schließlich jene oben erwähnten austauschfähigen Körper, denen das Vermögen zukommt, Basen festzuhalten und abzugeben, gebildet, wodurch für die Ernährung der Pflanzen ganz besonders günstige Verhältnisse geschaffen werden. Wir treffen daher in den Schwarzerden Böden von guter chemischer und physikalischer Beschaffenheit an.

Was die Verbreitung der Schwarzerden anbelangt[1]), so finden wir sie vornehmlich im südöstlichen Rußland entwickelt, aber auch in gewissen, wenn auch nur kleinen Teilen Deutschlands (z. B. Magdeburger Börde, Provinz Sachsen, Schlesien, Ostpreußen und auch in Süddeutschland) treffen wir sie an. Ungarn, Galizien, die Balkanhalbinsel stellen Schwarzerdegebiete, und es sind die Savannen Ostafrikas und vieler anderer Gebiete bekannte Beispiele dafür.

Nehmen die Niederschläge weiter zu, so entwickeln sich die rein humiden Bodenformen. Braunerden und Grauerden sind die Vertreter dieser Böden im gemäßigten Klimagebiet. Ramann hat die Braunerde als einen besonderen Bodentypus aufgestellt und sie für die herrschende Bodenform West- und Mitteleuropas, umgrenzt im Norden von Grauerden, im Osten von Schwarzerden, im Süden von Rot- und Gelberden, angesehen.

Das Wesen der humiden Böden ist nun aber unbedingt in dem Auswaschungsvorgang, den diese Böden durchzumachen haben, gegeben,

[1]) P. Kossowitsch, Die Schwarzerde (Tschernosiom). Intern. Mitteil. f. Bodenkunde. 1. 1911. S. 195. — K. Hohenstein, Die ostdeutsche Schwarzerde. Intern. Mittlg. f. Bodenkunde. 9. 1919. S. 1. — K. v. See, Beitrag zur Kenntnis zweier Schwarzerdevorkommen in Deutschland. Ebenda. 8. 1918. S. 123.

denn die Niederschläge sind größer als die Menge der verdunstenden Feuchtigkeit, sodaß sich neben oberflächlichem Abfluß des Wassers eine Durchwaschung des Bodens in der Richtung von oben nach unten und eine Ansammlung des Grundwassers als natürliche Folge einstellen muß. Unter solchen Verhältnissen werden ständig gewisse Bestandteile des Oberbodens chemisch gelöst und mechanisch umgelagert werden, sodaß es bei lang genug dauernder Einwirkung des Wassers auf den Boden zu einer völligen Verarmung der oberflächlichen Schichten an löslichen und sonstwie beweglichen Stoffen und Ansammlung derselben in tieferen Horizonten kommt. Wir nennen den auf diese Weise erzeugten Bodentypus Bleicherde, Grauerde oder Podsol (Aschenboden), aber werden ohne weiteres zugeben müssen, daß die dargelegten Auswaschungsprozesse nicht immer zu einem solchen Endprodukt führen, sondern, daß sich nach dem Grade des Vorganges Abstufungen in der Ausbildung und Auslaugung des Bodens zeigen. Von diesem Gedankengang ausgehend verliert die von Ramann als selbständige Bodenart aufgestellte Braunerde die Berechtigung als eine solche zu gelten, und wir haben sie als eine Untergruppe der podsolierten Böden anzusehen, als welche außer den genannten die Ortsteinböden, Heidesandböden des Nordens u. dergl. mehr bekannt sind. Der Braunerdetypus, wenn wir von einem solchen noch sprechen wollen, was aber aus historischen Gründen berechtigt erscheint, ist also gewissermaßen als Anfangsglied der Bodenbildungen vom Podsolcharakter aufzufassen, obgleich der für diese Bodenarten kennzeichnende Illuvialhorizont so gut wie noch nicht vorhanden ist. Ramann sagt bezüglich dessen: „Die Schichtenfolge der Braunerden zeigt schwach bis mäßig humosen Oberboden (A), der sich meist wenig scharf vom Unterboden (B) absetzt. Der Untergrund (C) ist auf Böden, die aus der Verwitterung anstehender Gesteine hervorgegangen sind, meist mit eckigen Gesteinstrümmern durchsetzt, die nach der Tiefe zunehmen, sodaß oft eine Schicht von Gesteinsgrus das Grundgestein überlagert“[1]). Das ist aber der Boden und das Bodenprofil unserer heimischen Verwitterungsböden, das durch den geologischen Untergrund eine so starke Beeinflussung erfährt. Er ist ebenso wie die Schwarzerde als ein Produkt des Wechselklimas anzusehen und verdankt seine Benennung einer schmutzig braunen Farbentönung, die durch seinen Gehalt an Humus und Eisenoxydhydrat verursacht wird. Die in der warmen Jahreszeit fallenden Niederschläge reichen jedoch nicht aus, um den mit Pflanzen bestandenen Boden erheblich auszuwaschen, ja, fallen die Jahre besonders warm und trocken aus, so gelangen sogar schwach aride Bedingungen zur Vorherrschaft, sodaß sich die Einflüsse einer von unten nach oben gerichteten Wasser-

[1]) E. Ramann, Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin 1918. S. 81.

bewegung noch wahrnehmbar machen. Im allgemeinen überwiegt aber die Auswaschung des Bodens. Dementsprechend sind die leicht löslichen Salze und die Karbonate der Erdalkalien meist fortgeführt worden, jedoch Phosphate und Eisenoxyde wie Tonerde, die schwer löslich sind, im Boden erhalten geblieben. Der Gehalt an Humus ist ein geringerer als in den Schwarzerden, er liegt auch hier im koagulierten Zustande vor, ist aber genügend hoch genug, um seine bekannten günstigen Wirkungen auszuüben. Da auch hier die in Solform befindlichen kolloiden Zerteilungen, wie Aluminium-, Eisenoxydhydrat und Kieselsäure, sofern sie nicht durch Elektrolyte Ausfällung erfahren haben, unter Bildung von gelartigen Austauschbestandteilen miteinander reagieren, so findet sich ein reichlicher Gehalt von derartigen Substanzen, die sich mit Basen anreichern, im Boden vor. Sie gewährleisten den meist guten Fruchtbarkeitszustand dieser Böden. Schließlich macht sich noch eine allmähliche Ausspülung von Ton und feineren Dispersionen von oben nach unten zu bemerkbar, wie überhaupt die Auswaschungsgröße mit der durch das Muttergestein bedingten petrographischen Ausbildung des Bodens — ob sandig, lehmig oder tonig — im engsten Zusammenhang steht.

Anläßlich der Untersuchungen Langs wurde darauf hingewiesen, daß nicht nur eine noch stärkere Vermehrung der Niederschläge, sondern auch eine Abnahme der Temperatur den humiden Klimacharakter verstärkt. Trifft dieses für unsere Braunerde zu, nämlich, wenn im Gebiet derselben die Niederschläge über 600 mm hinausgehen, oder wenn man sich dem kalten Norden nähert, so erleidet sie eine Verschiebung in ihrer Ausbildung nach der Richtung der schon als extrem humid erkannten und erwähnten Bleicherden, Grauerden und Podsolböden. Diese Böden sind nährstoffarm, besitzen den Charakter von Sandböden, deren Bestandteile wenig verwittert sind, und werden besonders durch den Einfluß kolloidgelöster Humusstoffe gekennzeichnet. Die Zersetzung der Humusstoffe ist infolge der niederen Temperatur und des durch den hohen Feuchtigkeitsgrad bedingten Mangels an Sauerstoff stark herabgedrückt, sodaß sich meist reichliche Mengen von Humus bilden und auch erhalten, die aber ungesättigt d. h. sauer sind. Zwar werden auch hier durch die chemische Verwitterung Hydroxyde der Basen erzeugt, desgleichen auch die uns schon bekannten Zerteilungen von Aluminiumhydroxyd, Eisenhydroxyd und Kieselsäure in Solform gebildet, und es strebt auch hier der Humus nach Sättigung mit Basen, aber diese sind nur in zu geringen Mengen vorhanden, als daß der erwünschte Zustand und die grobdisperse Form des Humus eintreten kann. Im Zustande der hochdispersen Solform vermag dieser nun aber die bekannten, für den Boden und seine Bestandteile so wichtigen Schutzwirkungen auszuüben, indem er die gleichfalls im Solzustand befindlichen

Aluminium- und Eisenhydroxyde wie Kieselsäure vor der Ausfällung, Koagulation, durch Elektrolyte bewahrt. Jedenfalls findet keine Ausflockung und damit Tonbildung in den oberen Bodenschichten statt. Da somit keine oder doch nur wenig bindende Stoffe vorhanden sind, sich vielmehr alle durch die Verwitterung entstandenen Substanzen in Solform befinden, so wird bei den reichlich vorhandenen Wassermengen alles nach unten abgeführt und in einem Illuvialhorizont unter gewissen Bedingungen angehäuft[1]). Dem kolloidgelösten Eisen verdanken wir die äußerliche Sichtbarmachung dieses Vorganges, da mit seiner Wanderung und Ausscheidung jene bekannten, auffälligen Farbenänderungen im Schichtenaufbau des podsolierten Bodens aufs engste im Zusammenhang stehen. Die Anwesenheit und Ausbildung des Ortsteins im Untergrund dieser Böden ist die Folge genannter Erscheinungen, und sie stellt ein charakteristisches Merkmal dieses Bodentypus dar. Der Ortstein besteht aus einem Gemisch oder Gemenge von ausgefällten Eisen- und Aluminiumhydroxyden, von Kieselsäure und von Humus, wozu sich auch noch andere aus den oberen Schichten des Bodens stammende Bestandteile in mehr oder minderer Menge gesellen. Es bildet sich auf diese Weise ein typisches und deutlich erkennbares Bodenprofil heraus, das in seinen obersten Lagen durch die Anwesenheit von Humus dunkelgefärbt erscheint, in den darunter liegenden Teilen entfärbt ist und im dritten Horizont, der Ortsteinschicht, durch rostrote Farbtöne und oft steinharte Verfestigung der Bodenmasse ausgezeichnet und gekennzeichnet ist. Hierunter lagert der unveränderte Untergrund. Mit A_1 pflegt man die Humusschicht, mit A_2 die Bleichschicht, mit B die Anreicherungsschicht oder den Illuvialhorizont und mit C das Muttergestein oder die unveränderte Grundschicht zu bezeichnen, wie dieses das beigegebene Ortsteinprofil erkennen läßt. Den klimatischen Verhältnissen der kühleren gemäßigten Zonen entsprechend erweist sich auch der Grundwasserstand als ein hoher, sodaß dem Boden auch aus dem Grundwasser eine Stoffzufuhr erwächst. Namentlich kommen auf diese Weise Ausscheidungen von Eisenhydroxyden zustande. Bezüglich der Bodenstruktur ist noch zu bemerken, daß durch den ungesättigten Humus jede Dispersion in Einzelkornstruktur erhalten wird, wodurch alle hochzerteilten Bestandteile gleichfalls eine außerordentliche Bewegungsmöglichkeit im Boden erlangen. Mit einem Wort, wir haben es in diesen Böden mit Bildungen zu tun, die sich in ihren Eigenschaften, und zwar gerade als Folge der klimatischen Verhältnisse, unter welchen sie stehen, gänzlich abweichend von den bisher besprochenen Böden zeigen. Die Reaktion dieser Böden ist deutlich sauer.

[1]) B. Aarnio, Experimentelle Untersuchungen zur Frage der Ausfällung des Eisens in Podsolböden. Intern. Mittlg. f. Bdk. 1913 und Über die Ausfällung des Eisenoxyds und der Tonerde. Geotekniska Meddelanden. No. 16. Helsingfors 1915.

Haben wir die Podsolböden und ihre Verwandten als Produkte des humiden Klimas unter den Verhältnissen hoher Niederschläge und niederer Temperatur zustandekommend erkannt, so fragt es sich nun, was wird in bezug auf die Bodenbildung geschehen, wenn unter sonst gleichen humiden Bedingungen die Temperatur zunimmt? Das sind aber Klimabedingungen, die insonderheit für die Tropen und Subtropen, sodann aber auch in vermindertem Grade für die Übergangsländer mit z. T. noch vorherrschender Braunerdebildung zum subtropischen Gebiet

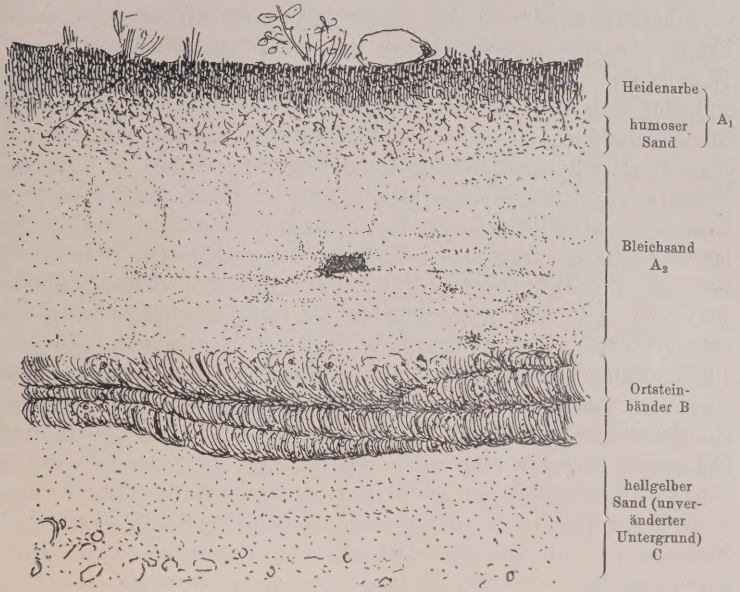


Abb. 3.
Nach C. Emeis im Vereinsblatt der Heidekultur für Schleswig-Holstein 1908.

Geltung besitzen. Als ein solches kommt für uns in Europa das Mediterrangebiet besonders in Frage, das als ein typisches Übergangsgebiet von den humiden zu den ariden Klimazonen anzusehen ist. Unter solchen Verhältnissen kann es aber nicht ausbleiben, daß in diesem Gebiet, geradeso wie im Gebiet der Braunerden, noch der geologische Untergrund von Einfluß auf die Bodenausgestaltung sein wird. Dies wird ganz besonders dann der Fall sein müssen, wenn durch die Beschaffenheit des Grundgesteins im Sinne der klimatischen Verhältnisse Einflüsse ausgelöst werden, wie dieses für die Kalkgesteine einerseits, für Sand- (Kiesel-) Gesteine andererseits schon lange bekannt ist, insofern die ersteren zu den „warmen", die letzteren zu den „kalten"

Bodenmaterialien gerechnet werden. Es hat sich sogar in Hinsicht auf ihre Anteilnahme an den Bodenbildungsprozessen eine allgemeingültige Regel dahingehend dartun lassen, daß auf Kalk die den südlichen, also warmen Gegenden, eigenartigen Böden in ihrer Verbreitung am weitesten nach Norden vordringen, während für die Sand- oder Kieselgesteine das umgekehrte Verhältnis besteht. Dementsprechend entwickeln sich denn auch auf den Kalkgesteinen des Mediterrangebietes besondere Erden, als deren Hauptvertreter die zu den Roterden gerechnete „terra rossa" anzusehen ist. Ihrer chemischen Beschaffenheit nach handelt es sich in den Karstroterden um tiefrot gefärbte Lehmböden, die eine gewisse starke Anreicherung von Eisenoxyden und Tonerde und demgegenüber ein gewisses Zurücktreten der Kieselsäure und eine meist starke Verarmung an Alkalien und Erdalkalien zeigen. An Humusstoffen sind sie arm und besonders charakteristisch erweist sich für sie die z. T. kolloide Natur des Eisens und der Tonerde, die vermutlich in der Form der Hydratgele neben Ton zugegen sind. Ramann unterscheidet der Entstehung nach zwei Arten derselben, indem er die die Spalten der Kalkgesteine anfüllenden „Randroterden" von den die Hochflächen des Karstes und der Balkanhalbinsel bedeckenden Roterden mit gelbbraun bis rotbraun gefärbtem Oberboden und braunrotem bis dunkelrotem Unterboden abtrennt. Eingehende Untersuchungen[1]) der Roterden im Grenzgebiet ihres Vorkommens lassen aber doch, trotz Anerkennung dieser äußeren Unterschiede auf eine einheitliche Entstehungsweise schließen, insofern sie als Illuvialhorizontbildungen von Braunerden zu betrachten sind, welch letztere z. T. ganz verschwunden bezw. durch die Roterden verdrängt worden sind. Wenigstens für das nördlichste Verbreitungsgebiet (südliches Gardaseegebiet) ihres Vorkommens läßt sich diese Entstehungsweise dartun, sodaß den Roterden der Charakter von Übergangsbildungen unzweifelhaft zukommt. Lediglich als Restprodukt des nach Lösung des Kalkes hervorgehenden schwerlöslichen silikatischen Anteils sind sie, wie so oft angenommen, aber nicht zu erklären, vielmehr kommen verwickelte kolloidchemische Vorgänge für ihre Bildungsweise in Frage[2]). Hinsichtlich der Gelberden lassen sich zurzeit die Bildungsverhältnisse noch nicht übersehen.

In den Subtropen und Tropen finden wir als weitere, typische Repräsentanten heißer humider Klimabildungen die subtropische Roterde und den Laterit entwickelt, und zwar in einer Mächtigkeit, daß

[1]) Vergl. E. Blanck, Chemie der Erde. 2. 1926. S. 175 und 3. 1927. S. 42.

[2]) Vergl. E. Blanck, Kritische Beiträge zur Entstehung der Mediterran-Roterde. Landw. Vers.-St. 87. 1915. S. 252. — E. Blanck u. F. Alten, Experimentelle Beiträge zur Entstehung der Mediterran-Roterde, ebenda. 103. 1924. S. 73. — Desgl. H. Stremme, Laterit und Terra rossa als illuviale Horizonte humoser Waldböden. Geolog. Rundschau. 5. 1914. S. 499.

sie etwa rund 25% der Gesamterdoberfläche einnehmen. Sie erweisen sich als reine Klimabildungen, da sie gänzlich unabhängig vom Muttergestein zur Ausbildung gelangen. Während die Roterde dieser Gebiete eine fruchtbare Bodenart ist, stellt sich der Laterit gewissermaßen als das Endglied in der Entwicklung der unter heißem Klima gebildeten humiden Bodenformen und als eine der Kultur wenig zugängliche Bodenart dar. Äußerlich gekennzeichnet sind beide Bodentypen durch rote Farbe, — nur untergeordnet tritt der Laterit auch in weißer Farbe auf — sodaß von einer Enteisenung, d. h. also Fortschaffung des Eisens, nicht die Rede sein kann, und in der Tat handelt es sich auch hier, ähnlich wie bei der Mittelmeerroterde, um eine Anreicherung von Eisen- und Aluminiumoxydhydrat, wenn auch in viel erhöhterem Maße. Was aber ganz besonders für die eigenartige Natur des Laterits als wesentlich in Erscheinung tritt, ist der Umstand, daß die sonst so stabile Kieselsäure bei reinster Ausbildung dieser Bodenbildung nicht mehr vorhanden ist, sondern ganz besonderen Löslichkeitsverhältnissen ihre Fortfuhr verdankt. Der Laterit kennzeichnet sich daher in stofflicher Hinsicht durch die fast alleinige Vorherrschaft des Aluminium- und Eisenoxydhydrates, wie uns dieses ja schon von den früher mitgeteilten Analysen her bekannt ist. Das Eisenoxydhydrat vermag sich sogar in schlackigen Konkretionen besonders stark anzuhäufen. Wollen wir die wesentlichen Momente der Bildung dieser typischesten aller Roterden kurz hervorheben, so können wir etwa, indem wir uns von rein kolloidchemischen Erwägungen leiten lassen, sagen: Das Fehlen oder doch äußerst starke Zurücktreten des Humus, veranlaßt durch die schnelle Zersetzung organischer Stoffe bei hoher Temperatur und gleichmäßiger Wasserzufuhr, läßt zunächst weder saure noch neutrale Reaktion der Bodenlösungen aufkommen und wird damit zum bestimmenden Faktor für die sich vollziehenden Prozesse. Die chemische Verwitterung gelangt ausgiebig zur Entfaltung, und demzufolge erzeugt die hydrolytische Wirkung des Wassers die uns schon bekannten basischen Hydroxyde der Alkalien und Erdalkalien sowie die kolloiden Zerteilungen Aluminium-, Eisenhydroxyd und Kieselsäure. Infolge der vorwiegenden Anwesenheit von Hydroxylionen wird die Bodenlösung aber mit der Zeit alkalisch und bei der Menge der großen Niederschläge außerordentlich verdünnt. Bei einem derartigen Konzentrationsgrad wirken aber die Hydroxylionen auf negative Zerteilungen, wie es die Kieselsäure ist, dispergierend, auf positive wie Aluminium- und Eisenhydroxyd in Solform koagulierend, ausflockend ein. Mithin werden die Hydroxyde und Karbonate der Alkalien und Erdalkalien sowie die Kieselsäure hochdispers in den Untergrund hinabgewaschen, und es scheidet sich die letztere dortselbst als wässeriges Kieselsäuregel, z. B. in der Form des Chalzedons, aus. Die positiven Hydroxyde des

Aluminiums und Eisens, die, wie schon erwähnt, keine Dispergierung erfahren, gelangen in fester Form zur Abscheidung und damit zu dauernder Anreicherung im Boden, aber das für die gemäßigten Zonen so überaus bezeichnende[1]) Gelgemenge Ton vermag sich infolge der dargelegten Verhältnisse nicht zu bilden. Dies erklärt auch zugleich die Unfruchtbarkeit dieses Bodens. Beim Altern der Aluminiumgele bilden sich schließlich kristallisierter Hydrargillit und vermutlich auch Diaspor.

In jüngster Zeit hat sich H. Harrassowitz[2]) über die Lateritbildung als erdgeschichtlichen Vorgang eingehend geäußert, worauf nicht versäumt sein möge, hinzuweisen. Harrassowitz geht davon aus, daß sich der Kaolin bei den verschiedensten Vorgängen bilden kann, während die flächenhafte Kaolinisierung und Allophanitisierung, die er als Siallitisierung zusammenfaßt, nur durch Verwitterung hervorgebracht werden. Die Mitbeteiligung von Mooren am Zustandekommen der Kaolinite lehnt er ab, ebenso wie er im Vorgang der Bleichung der Silikatgesteine beim Podsolprozeß nicht eine Kaolinitbildung und Entkieselung erblicken kann, sondern eine Enttonung unter Lösung erkennt. Der Kaolinit wie überhaupt der Siallit (Sial von Silizium und Aluminium, im Gegensatz zum Allit, der nur Aluminium bezw. Tonerdehydrat führt) sollen nach ihm in den verschiedenen Arten der Lateritprofile zur Ausbildung gelangen und mit freier Tonerde, die das Produkt eines stufenweisen Silikatabbaues zum Allit darstellt, den Laterit zusammensetzen. Beziehungen zwischen Kohle und Laterit sieht er darin gegeben, daß beide unter tropischem Wechselklima entstehen und sich in ihrer Erhaltung als von den gleichen endogenen Vorgängen abhängig erweisen. Wie weit diese für die vorzeitlichen Lateritbildungen (Bauxite) in Frage kommenden interessanten Beziehungen einer eingehenden Kritik standhalten, läßt sich zurzeit noch nicht übersehen. Sehr wertvoll erscheint aber unter allen Umständen die Inangriffnahme des Lateritproblems von allgemeinen erdgeschichtlichen Gesichtspunkten aus.

Wenn nun auch die von uns in den gröbsten Zügen als vom Klima abhängig geschilderten und erkannten, chemischen und physikalischen Verwitterungsvorgänge nicht ausschließlich einer Verwitterungszone oder Region zukommen, sondern auch innerhalb einer solchen Zone die

---

[1]) Vergl. hierzu auch die Ausführungen P. Ehrenbergs in seinen „Bodenkolloiden". Dresden und Leipzig 2. Auflage. 1918. S. 424—444, ferner P. Vageler, Physikalische und chemische Vorgänge bei der Bodenbildung in den Tropen. Fühlings Landw. Ztg. 59. 1910. S. 873. M. Bauer, Beitrag zur Kenntnis des Laterits usw. Neues Jhrb. f. Min. usw. Festband 1907. S. 33. W. Meigen, Laterit. Geolog. Rundschau. 2. 1911. S. 197.

[2]) H. Harrassowitz, Laterit, Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Berlin 1926.

Möglichkeit der Entstehung von Bodenarten „niederen Grades“ besteht, wie dies durch die Untersuchungen Rich. Langs zum Ausdruck kommt, so wird doch innerhalb eines jeden besonderen Klimagebietes der für dasselbe als zutreffend ermittelte Bodencharakter vorherrschend auftreten. Wir sprechen daher in voller Anerkennung dieser Tatsache von den Böden solcher Gebiete als von regionalen Bodenbildungen, um nämlich damit ihre völlige Abhängigkeit in ihrem Auftreten von dem regional und zonal verteilten Klima zum Ausdruck zu bringen. Die demgegenüber durch örtliche Einflüsse innerhalb eines Klimagebietes von der beherrschenden klimatischen Bodenform sich als abweichend erweisenden Bodenvorkommnisse werden als Ortsböden bezeichnet. Solchen haben wir uns nunmehr zuzuwenden, um das bisher von der Verteilung und Entstehung der Bodenarten an der Erdoberfläche gewonnene Bild zu vervollständigen.

Kapitel 6

Die Entstehung der Ortsböden im Gegensatz zu der der klimatischen Bodenzonen

Die endodynamen Kräfte des Bodens, wie wir solche mit Glinka unterschieden haben, gelangen trotz der im allgemeinen bestehenden Vorherrschaft des Klimafaktors unter gewissen Verhältnissen örtlicher Art auf die Ausgestaltung und Beschaffenheit des Bodens zum Einfluß, und zwar nicht nur untergeordnet modifizierend, sondern z. T. stark bestimmend. Dies macht sich um so mehr geltend, je weniger extrem das Klima ist. Nur müssen wir diesen Einfluß insofern als untergeordneten Faktor bezeichnen, als die den Bodencharakter zur Hauptsache bestimmenden Eigenschaften allemal durch das Klima erworben werden. Erstmalig gelangt als ortsbildender Einfluß die Beschaffenheit des Grund- oder Muttergesteins zu ihrem Rechte, d. h. die Bedingtheit des Bodens von seiner geologischen Unterlage bezw. durch seine petrographische Abkunft kommt hier zum Ausschlag, wenn auch nicht in dem früher allgemein angenommenen Ausmaße. Ferner macht sich die physikalische Beschaffenheit des Bodens selbst, wie sie namentlich durch die Korngröße der Bodenteilchen vorgezeichnet ist, bemerkbar, und auch die rein örtliche Lage des Bodens gibt Veranlassung zur Ausgestaltung des Bodens in dieser oder jener Richtung. Schließlich gesellt sich zu allen diesen Einflüssen noch der der Ortsstetigkeit hinzu, wie von Ramann die Eigenschaft des Bodens, an Ort und Stelle zu verbleiben und dort der fortschreitenden Verwitterung zu unterliegen im Gegensatz zu den wandernden Böden, genannt worden ist. Das Wesen der durch diese Einflüsse geschaffenen Bodenformen, die gemeinsam die bezeichnende Benennung Ortsböden tragen, vermögen wir am passendsten mit den Worten Ramanns wiederzugeben. „Das bezeichnende der Ortsböden ist die Abhängigkeit ihrer Eigenschaften von örtlich wirkenden Faktoren, sowie, daß die unterscheidenden Bodeneigenschaften Dauer haben, sich also nicht in absehbarer Zeit verändern. Hierdurch unterscheiden sich die Ortsböden einerseits von den ausgesprochen klimatischen Böden und andererseits von Bodenformen, welche durch Organismen ihren Charakter erhalten. Die Ortsböden sind Unterabteilungen der klimatischen Boden-

formen, deren wichtigste Eigenschaften wohl durch Ortseinflüsse verändert, aber nicht aufgehoben werden“ [1]).

Angesichts der außerordentlichen Vielgestaltigkeit der Gesteinswelt, muß es uns wohl als ganz selbstverständlich erscheinen, daß wir an diesem Orte nicht all der vielen Sonderheiten in der Ausbildung des Bodens in gedachter Richtung folgen können, zumal hierauf schon an anderer Stelle, wenn auch nur kurz, gebührende Rücksicht genommen wurde [2]).

Es sei nur noch des Umstandes des modifizierenden Einflusses der herrschenden Klimazone auf die Ausbildung eines primären Verwitterungsbodens gedacht und der Granit der Einfachheit halber als Gesteinsausgangsmaterial gewählt. Im Gebiet der Braunerde wird sich aus ihm, zwar je nach dem Grad der Verwitterung auch ein verschiedener Boden entwickeln, worauf schon genügend hingewiesen worden ist, doch stets wird es sich in diesem Boden um einen lockeren sandigen Lehm oder lehmigen Sand handeln, der relativ gut an Kali, weniger mit Phosphorsäure und Kalk ausgestattet ist und normale Humusbildung aufweist. Unter den Verhältnissen der typischen Podsolzone wird aber der Granitboden eine stark ausgelaugte Beschaffenheit annehmen, enteisent sein und einen dicht gelagerten mit verhältnismäßig großen Mengen unzersetzter organischer Substanz ausgestatteten, ausgesprochenen Sand oder Grus darstellen, während schließlich im Gebiet der feuchtheißen Tropen ein typischer Laterit als Endprodukt seiner Verwitterung auftreten wird.

Wenn wir ferner unter der Voraussetzung des Vorhandenseins nicht extremer Klimaverhältnisse der Korngröße der Bodenbestandteile als einer für die Bodenform mitbestimmenden Größe gedachten, so ist dies mehr oder weniger doch eine Eigenschaft der Böden, die ihnen ebenfalls durch die petrographische Beschaffenheit des Muttergesteins übermittelt wird. Sie braucht daher von uns aus dem gleichen Grunde wie vorher keiner näheren Würdigung unterzogen werden. Nur der Ortslage selber wollen wir unsere Aufmerksamkeit schenken.

In bezug auf die Ortslage kommt die absolute Höhenlage zwar für uns hier nicht in Betracht, da sie die Veranlassung zur Herausbildung einer abweichenden Bodenform infolge klimatischer Veränderung gibt. Anders liegt es freilich hinsichtlich der Lage, die ein Boden gegen seine nächste Umgebung einnimmt, nämlich, ob er tiefer oder höher dazu gelegen ist, ob er eben oder geneigt ist und in welchem Verhältnis die vorhandene Neigung zu den Himmelsrichtungen steht. Also Inklination und Exposition können zu wertbestimmenden Momenten für einen Ortsboden werden. Desgleichen hängt bekanntermaßen die praktische Nutzung

[1]) E. Ramann, a. a. O., S. 22.

[2]) Vergl. Seite 76 und 77.

des Bodens im hohen Maße von seinem Neigungswinkel ab, denn mit Erreichung einer bestimmten Höhe ist kein Ackerbau mehr möglich und schließlich auch kein Waldbau mehr zulässig. Auch darf man die abspülende und ausschlämmende Tätigkeit des Wassers auf Böden mit stark geneigter Lage nicht unterschätzen, und zwar nicht nur allein deswegen, weil hierdurch ein geschlossenes und reges Pflanzenwachstum unterbunden wird, sondern, weil vor allem eine Entfernung der feinen und feinsten Bodenbestandteile stattfindet, wodurch der Boden den Charakter eines Sandes oder Gruses erhält. Die Folgen der Lage eines Bodens zur Himmelsrichtung sind von so allgemein bekannter Natur, daß es kaum erlaubt erscheint, darauf ausdrücklich einzugehen. Weiß man doch nur allzu gut, welchen Einfluß die Bestrahlung, Temperatur und Wasserverdunstung des Bodens hierdurch erfahren und damit zur Veranlassung veränderter Bodenausgestaltung werden. Auch noch die Tätigkeit des Windes sei hier erwähnt, die unter den besonderen Verhältnissen der örtlichen Bodenlage eine Veränderung in ihren Angriffsmöglichkeiten findet. Alle Einflüsse dieser Art vermögen unter Umständen ein solches Maß zu erreichen, daß sich auf besonders exponierten Hochflächen oder an über die Umgebung aufragenden Stellen von der benachbarten Bodenart gänzlich abweichende Bodenformen, die man als sogenannte Randböden benannt hat, entwickeln. Ramann hält es nicht für unwahrscheinlich, daß z. B. die Roterden der Kalkgebirgsgehänge des nördlichen Mittelmeergebietes als solche Gebilde aufzufassen sind, und auch die humusreichen, schwarzen, lockeren Böden, die sich auf süddeutschen Kalkgebirgsvorkommnissen einstellen, werden zu diesen Gebilden gerechnet.

Wie wir erfahren haben, liegt die Ortstetigkeit eines Bodens darin begründet, daß er seit seiner Entstehung seinen Ort nicht verändert hat. Ein derartiges Verhalten muß aber ganz besonders für die Ausbildung des Bodens von Bedeutung werden, da derselbe den Verwitterungseinflüssen dauernd ausgesetzt war. Diese Böden, die ihrer Verbreitung nach wohl die häufigsten sind, zeichnen sich durch das Vorhandensein eines Bodenprofils aus, das je nach der Art des herrschenden Klimas mehr oder weniger stark ausgeprägt ist. Ortsstete Böden werden daher den durch die Verwitterung erhaltenen klimatischen Bodencharakter am deutlichsten ausgeprägt erhalten, falls nicht eine Klimaveränderung während der Zeit ihrer Bildung eingetreten ist. Böden dagegen, welche wandern, sind nicht imstande, ein der herrschenden Verwitterung entsprechendes Bodenprofil zu bilden, und zwar um so weniger, je schneller sich ihre Ortsveränderung vollzieht. In Feuchtgebieten auf schräger Lage treffen wir die Repräsentanten dieser Böden am häufigsten an, und sie weisen Eigenschaften auf, als wenn sie unter anderen klimatischen Bedingungen erzeugt worden wären. Die nordischen Fließerden,

das sogen. Gekriech, die Flottsande, gehören u. a. hierher. Einer dauernden Veränderung sind gleichfalls diejenigen Böden ausgesetzt, welche durch eine Zufuhr von Stoffen, sei es durch Wasser oder durch Wind, eine Vermehrung ihrer Masse erfahren. Hier sind zu nennen die in den Flußtälern durch Überschwemmungen von regelmäßig erfolgenden Hochwässern sich bildenden Aueböden, die am Strande des Meeres unter ähnlichen Verhältnissen hervorgehenden Schlick- und Kleiböden, ebenso wie die bei vulkanischen Ausbrüchen durch Sand-, Staub- oder Asche-Zufuhr entstandenen Efflataböden. Sie alle sind unabhängig vom Klima entstanden, vermögen infolge dauernder Störung des fortschreitenden Verwitterungsvorganges kein Bodenprofil zu erzeugen und fallen dementsprechend aus dem Rahmen regionaler Bodenarten heraus. Man trifft sie unabhängig vom Klima in allen Gegenden der Erde an.

Zu den Derivatböden hat man von jeher eigentümlicherweise die Glazialschuttböden gerechnet und sie als solche den ortssteten Primitivböden gegenübergestellt. Man hat von ihnen geradezu als von Schwemmlandsböden gesprochen. Eine derartige durch nichts berechtigte, künstliche Unterscheidung und Sonderstellung dieser, ihrer Verbreitung auf der nördlichen Halbkugel nach, recht häufig vorkommenden Böden ist aber entschieden zu verwerfen. Denn, wenn auch die diluvialen Ablagerungen einem Transport und einer Umlagerung mechanisch aufbereiteter Gesteinsmassen ihre Entstehung zu verdanken haben, und demzufolge als sekundäre Gebilde anzusprechen sind, so gilt dieses doch keineswegs von den aus ihnen erst durch nachträgliche Verwitterung hervorgegangenen Böden. Letztere sind gleichermaßen primäre Verwitterungsböden und gerade so gut durch Verwitterung erzeugt worden, als die aus Eruptivgesteinsmaterial an Ort und Stelle hervorgegangenen Böden, gleichviel, ob ihr Muttergestein einstmals als sekundäres Produkt entstand. Eine solche rein von geologischen Gesichtspunkten aus geleitete Ansicht hat denn auch in der Tat zu großen Irrtümern hinsichtlich der Einteilung der Böden Veranlassung gegeben. Es wird uns hierdurch zugleich recht deutlich vor Augen geführt, daß die geologische Herkunft und Bildungsweise eines Gesteins nicht allein als maßgebend für die Unterscheidung der Böden herangezogen werden kann. Soweit Ortsböden auftreten, d. h. im Gebiet derselben, erweist sich die benannte, früher fast allgemein in Anspruch genommene Einteilung der Böden in einerseits sogen. Verwitterungs- oder Primitivböden und andererseits in Schwemm-, Schutt- oder Derivatböden berechtigt. Niemals kann aber eine solche Unterscheidung zur Grundlage einer allgemeinen Bodenklassifikation dienen, weil selbstverständlicherweise beide Bodengruppen einer gleichartigen klimatischen Verwitterung in derselben Weise unterliegen, wie solches für alle Gesteine ausnahmslos der Fall ist.

Bevor wir jedoch dieses Kapitel schließen, erscheint es recht zweckmäßig, noch gewisser anderer Beziehungen zu gedenken. Zweifelsohne schließen sich nämlich an die soeben besprochenen Einflüsse lokaler Art noch Wirkungen an, die durch die lebenden Organismen auf die Bodenbildung ausgeübt werden. Bis zu einem gewissen Grade hängen dieselben allerdings vom Klima ab, sodaß von ihnen wohl, wenn auch nur indirekt, als von einer Mitwirkung des Klimas gesprochen werden kann. Doch bei näherer Betrachtung liegen die Verhältnisse etwas anders, insofern als die hier in Frage kommenden Organismen schon z. T. so sehr den Bedingungen der mit Wasserdampf gesättigten Bodenluft, d. h. dem Bodenklima, angepaßt sind, daß sich die Einflüsse des äußeren Luftklimas auf das Vorkommen und die Anteilnahme der Organismen und mithin auf die in Betracht zu ziehenden Vorgänge demgegenüber fast ganz verwischt haben. Neben der wühlenden und grabenden Tätigkeit der Tiere, ihrer Zerstörungskunst der vorhandenen Pflanzenreste und der durch ihren Stoffwechsel bedingten Zufuhr von Ausscheidungen, sind es namentlich die lebenden Pflanzen, die sowohl in Gestalt der höheren als auch niederen Organismen eine ungemein verbreitete und vielfältige Wirksamkeit hierbei entfalten. Es sei hier vor allen Dingen an die Tätigkeit der Algen, der Fadenpilze, der Bakterien und sonstiger Kleinlebewesen erinnert, sodann auf den bedeutenden Einfluß, der den Pflanzen in der Form von geschlossen auftretenden Formationen in dieser Richtung innewohnt und zukommt, hingewiesen.

Besonders augenfällig erscheinen die durch den Einfluß des Waldes in dieser Hinsicht auf den Boden ausgeübten Wirkungen, da nicht nur der Wald selbst, sondern auch die sich je nach den Pflanzen- und Baumbeständen desselben entwickelnde Streudecke einen Schutz für den Boden abgeben und damit die sich im Boden abspielenden Vorgänge in besonderer Richtung zur Geltung kommen, z. B. ganz im Gegensatz zum unbewachsenen Boden, oder in den nur mit Moos, Gras oder Kulturpflanzen bestandenen Böden. Jedoch auch die Kleinflora und Fauna steht in Abhängigkeit von diesen Verhältnissen und verstärkt daher den Gesamteinfluß. Unter den Bedingungen des Waldbestandes, der Grasflur oder des gemischten Pflanzenbestandes gelangen dementsprechend besondere Böden zur Entwicklung, die sich bei einer durch äußere Umstände verursachten Veränderung der Vegetation wesentlich umgestalten. Für den Fall der Grasflur sind z. B. die Wiesen-, Steppen-, Savannenböden und schließlich die verschiedenartigen Moore mit ihren selbständigen, wesentlich voneinander abweichenden Bodeneigenschaften zu unterscheiden. Auch besteht in der Ausbildung des Humus im Wald- und Grasboden ein tiefgreifender Gegensatz, der seinen Ausdruck dahin findet, daß die unter Waldbestand gebildeten Pflanzenreste sich auf dem Boden ansammeln, während eine überwiegende Mischung der organischen

Massen mit den Mineralteilchen des Bodens unter Graswuchs stattfindet. Werden diese engen Wechselbeziehungen zwischen Pflanzenwuchs und Boden durch irgendwelche Veränderung von außen, sei es durch Verschiebung der Baumgrenze oder dergl., aufgehoben, so kann durch solche Eingriffe eine u. U. dauernde Umwandlung des Bodens herbeigeführt werden, die meist nicht zugunsten seiner Beschaffenheit ausfällt. Daß aber schon die Baumart des jeweiligen Waldbestandes in gedachter Richtung von nicht zu unterschätzender Bedeutung ist, bedarf wohl kaum erst der besonderen Erwähnung, da ja selbst die oberflächlichste Betrachtung den grundverschiedenen Charakter einer Nadelholzstreu und einer Laubwaldstreu lehrt. Infolge des Gedeihens und Fortkommens bestimmter Baumbestände nur auf gewissen Bodenarten in Gemeinschaft mit dem langfristigen Umtrieb der Baumgewächse wird der durch die Baumart auf den Boden ausgeübte Einfluß verstärkt, sodaß wir in der Tat in dem Auftreten geschlossener Pflanzenbestände, wie solcher des Waldes, ganz besonders einen Faktor von grundlegendem örtlichen Einfluß auf die Bodenbildung erblicken müssen. Auch muß ferner noch des Umstandes gedacht werden, daß die durch den Laubabfall auf oder in den Boden gebrachte Streu bezw. organische Substanz, je nach der Baumart, der sie angehört, den die organischen Massen aufbereitenden Mikroorganismen sehr verschiedenen Widerstand entgegensetzen, und zwar ist dieses nicht nur eine Folge der verschiedenartigen Gewebezusammensetzung, sondern es ist auch dem Einfluß der chemischen Beschaffenheit der in der Streu enthaltenen Stoffe zuzuschreiben. Man denke in dieser Beziehung nur an Laub- und Nadelstreu. Treten nun noch zu den Einwirkungen des Pflanzenwuchses die Wirkungen des Grundwasserstandes, wie solche vielfach miteinander verknüpft sind, so bilden sich sehr charakteristische, den örtlichen Verhältnissen ihr Zustandekommen verdankende Böden von der Natur der Torf-, Moder- und Moorböden aus, deren Auftreten durchaus nicht an klimatische Bedingungen gebunden ist.

Als Torf sieht man mehr oder weniger feste, aus abgestorbenen Pflanzenresten bestehende Anhäufungen von bräunlicher bis schwärzlicher Farbe an, deren Zersetzung bei behindertem Luftzutritt sehr langsam erfolgt ist und auch heute noch nicht als abgeschlosssen betrachtet werden kann. Die Lagerstätten des Torfes heißen Moore, sie besitzen sehr verschiedene Mächtigkeit und gehören ihrem Alter nach dem Alluvium und Diluvium an. Nach der Art der in den Moorablagerungen vorhandenen Torfbildner (Pflanzen) kann man verschiedene Haupttypen der Moorbildungen unterscheiden, so erstens die Verlandungsmoore, die auch als Niederungs-, Flach-, Grünlands- und Wiesenmoore Bezeichnung finden. Sie nehmen ihre Entstehung durch eine sich langsam vollziehende Ausfüllung von stagnierenden Wasserflächen, sodaß

diese allmählich durch das Vorrücken der Uferflora nach innen verschwinden. Nährstoffreiches, besonders kalkhaltiges Wasser und Ruhe des Wasserspiegels sind die wesentlichen Voraussetzungen des Zustandekommens der Verlandungsmoore. Waldmoore und Quellmoore sind besondere Formen derselben. Ferner vermag man die sog. Trockentorf- oder Rohhumus-Bildung zu unterscheiden, die sich dort bildet, wo nach vollendeter Verlandung der Wasserflächen sich Wald angesiedelt hat und es, insbesondere auf magerem Sand, zur Entwicklung einer unter oberflächlicher Waldstreuschicht gelegenen dicht humosen Torfmasse kommt. Nährstoffmangel der Unterlage, längerer Luftabschluß durch Bedeckung des Bodens mit Wasser, geringe Temperatur und zeitweise ständige Trockenheit zur wärmeren Jahreszeit sind die die Trockentorfbildung begünstigenden Einflüsse. Die dritte Hauptform sind die Hochmoore, die sich über ihre Umgebung etwas erheben und die nach der Mitte zu eine Wölbung, von welcher aus ihre Bildung erfolgt ist, erkennen lassen. Die Hochmoorbildung setzt dort ein, wo eine Versumpfung d. i. Durchnässung des Untergrundes erfolgt und wo Pflanzen an solchen Orten zur Ansiedelung gelangen. Nährstoffarme Wässer begünstigen im Gegensatz zur Grünlandsbildung die Hochmoorbildung. Die Mächtigkeit der Hochmoore ist weit größer als die der Verlandungsmoore, und ihre seitliche Ausdehnung bezw. das Weiterwachsen der Moore kommt dadurch zustande, daß infolge der erwähnten Aufwölbung nach den Seiten hin Wasser abfließt und dort neu versumpfte Stellen entstehen, die abermals Veranlassung zur Moorbildung geben.

2. Teil

Spezielle Bodenlehre

Kapitel 1

Der Boden als Pflanzenproduktionsfaktor und der mechanische (physikalische) Aufbau des Bodens

Bisher haben wir uns nur mit dem Boden in Hinsicht auf seine Entstehung und mit den mit diesem Vorgang im Zusammenhang stehenden Verhältnissen beschäftigt, um uns auf diese Weise eine Vorstellung von der Natur des Bodens zu verschaffen. Wir dürfen jedoch nicht verkennen, daß die auf diese Art erworbene Kenntnis doch nur eine einseitige, man kann bis zu einem gewissen Grade sogar sagen, eine nur vorbereitende ist, nämlich für die Erkenntnis des physikalischen und chemischen Zustandes des Bodens und der sich für das praktische Leben hiervon als abhängig erweisenden Folgen. Wie wir vernommen haben, folgt der wissenschaftlichen Bodenlehre die Technologie des Bodens und diese hat von dem momentanen durch die Entstehung des Bodens erlangten Zustand desselben auszugehen. Wir werden uns daher nunmehr des Bodens in seiner jeweiligen Beschaffenheit, die uns aus den voraufgegangenen Erörterungen als sehr mannigfach bekannt geworden ist, annehmen müssen, indem wir unsere Aufmerksamkeit ganz besonders den physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften des Bodens schenken.

Diese Aufgabe kann für praktische Zwecke sehr vorteilhaft in der Weise gelöst werden, daß die besagten Eigenschaften des Bodens in steter Verbindung mit dem aus ihnen hervorgehenden praktischen Nutzen zur Darstellung gebracht werden. Doch da der Nutzen, den der Boden für das tägliche Leben schafft, wiederum äußerst vielseitiger Art ist, insofern er nicht nur als Standort der Pflanzen, sondern auch als Baugrund, als mittel- oder unmittelbares Baumaterial, als Rohmaterial der Keramik und Zementfabrikation, als Meliorationsmittel und dergl. mehr in Frage kommt, so erweist sich ein solches Unterfangen für uns etwas zu weitgehend. Wir sind daher gezwungen, eine Auswahl zu treffen, die uns aber nicht schwer fallen kann, da uns vom landwirt-

schaftlichen Gesichtspunkt aus der Boden doch nur in seiner Beziehung zur Pflanze, d. h. als Standort der Pflanze, bedeutungsvoll und wissenswert erscheint.

Dieses Verhältnis ist von keiner Seite so scharf betont und so streng zur Darstellung und Durchführung gebracht worden wie von E. A. Mitscherlich in den drei letzten Auflagen seiner „Bodenkunde für Land- und Forstwirte“ [1]), denn hier erscheint der Boden nur noch als „Vegetationsfaktor“ für die Pflanze. Um dieser Auffassung Mitscherlichs gerecht zu werden, erweist es sich als erforderlich, seinen Gedankengängen, die ihn zu obiger Stellungnahme veranlaßt haben, etwas nachzugehen.

Auch Mitscherlich unterscheidet zwei Hauptwissenszweige der Bodenlehre, nennt sie aber die „geologische“ und die „pflanzenphysiologische“ Bodenkunde. Beide Teile haben nach ihm gemeinsam, „daß sie die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens zu erforschen suchen“. Nach dem von uns in den früheren Erörterungen dargelegten Standpunkt müssen wir aber eine derartige Trennung für etwas zu engherzig ansehen, ganz abgesehen davon, daß der die Entstehung des Bodens lehrende Teil nicht schlechthin als Geologie aufgefaßt werden kann. Die pflanzenphysiologische Bodenlehre kann zudem auch nur einen Teil der in unserem Sinne aufgefaßten Technologie des Bodens ausmachen, allerdings umfaßt sie das sicherlich für uns am wichtigsten erscheinende Teilgebiet derselben.

Der Ansicht Mitscherlichs, daß die „pflanzenphysiologische“ Bodenkunde gar keine Rücksicht auf die wissenschaftliche Bodenlehre zu nehmen habe, können wir uns aber keinesfalls vollinhaltlich anschließen, denn wir halten beide Zweige als ein für die gesunde Entwicklung unserer Erkenntnis vom Boden unteilbares Ganze, das in seinen Untergruppen soviel gemeinsame Züge, soviele Wechselwirkungen und Abhängigkeiten voneinander aufweist, daß der gleichfalls einstmals von Mitscherlich geprägte Satz [2]): „Es ist für unsere Kulturpflanzen ganz gleichgültig, wie der Boden, auf dem sie wachsen, einst geologisch entstand“ sicherlich eine Unterschätzung bedeutet. Man denke nur, um einige Beziehungen herauszugreifen, an die Abhängigkeit des Pflanzenwuchses vom Untergrund, bezw. im erweiterten Sinne vom Bodenprofil, welches seine Anordnung und Ausbildung aber doch sicherlich den Entstehungsbedingungen verdankt. Ganz entfernt liegende, daher aber um so kennzeichnendere Beispiele sind u. a. die Beziehungen, die sich für die Ausbildung des physikalischen Bodenzustandes aus den bei der Entstehung dieser Böden mitbeteiligten elektrolythaltigen oder elektrolyt-

---

[1]) Vierte Auflage. Berlin, 1923.

[2]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde im Vorwort zur ersten Auflage 1905.

freien Lösungen ergeben, worauf E. Ramann[1]) besonders hingewiesen hat. Ferner konnte die pflanzenphysiologische Bedeutung der Bindemittelsubstanz der Sandsteine zum Gegenstand einer eingehenden Studie[2]) mit dem in unserem Sinne liegenden Ergebnis gemacht werden, daß die Bindemittelsubstanz der Sandsteine den aus ihnen hervorgehenden Böden nicht nur ihr Gepräge verleiht, sondern auch die alleinige Quelle der Nährstoffe für die Pflanze darstellt. Besonders beachtenswert erweist es sich aber, daß es möglich war[3]), auf Grund von Pflanzenkulturversuchen die ihrer geologischen Entstehung nach verschiedenen Ortho- und Paragneise voneinander zu unterscheiden.

Auch die weiter von Mitscherlich zum Ausdruck gebrachte Auffassung, daß der einmal entstandene Boden nur noch ganz geringe Veränderungen oder Umwandlungen durchzumachen habe, entspricht unserer Ansicht nach nicht vollauf der grundlegenden Kenntnis über die schon besprochenen Verhältnisse bei der Ausbildung der regionalen oder zonalen Bodentypen, sondern läßt sich möglicherweise nur auf ein besonderes Bodengebiet wie das unsere anwenden, allerdings spricht auch hier der sog. Grad der Verwitterung ein einschränkendes Wort mit. Ferner heißt es bei Mitscherlich: „Aber auch das Ziel der Erforschung des Bodens ist in beiden Wissenszweigen ein anderes. Der Geologe untersucht die chemischen und physikalischen Veränderungen des Bodens als ‚Endzweck'! Er kann unter anderem feststellen, welche Veränderung ein Boden chemisch und physikalisch durch den Einfluß der Organismen, also auch durch den unserer Kulturpflanzen erleidet. Der Pflanzenphysiologe hingegen untersucht, welche physikalischen und chemischen Eigenschaften des Bodens den Pflanzenwuchs bedingen. Er untersucht den Einfluß des Bodens auf die Pflanze und nicht wie der Geologe den Einfluß der Pflanze auf den Boden!" Es erscheint doch wohl als etwas zweifelhaft, ob der Unterschied im Inhalt der beiden Teildisziplinen in dieser Weise wiedergegeben werden kann, wenngleich wohl manches davon der besonderen Berücksichtigung bedarf. Dem Geologen vom Fach liegt es sicherlich ganz fern, den Einfluß der Pflanze auf den Boden als eine seiner Aufgaben anzusehen.

Die Geologie ist zwar sicherlich eine historische Wissenschaft, denn sie ist die Lehre vom Erdkörper — aber als kosmisches Individuum — in seiner gegenwärtigen Erscheinungsform und Zusammensetzung, sowie seiner allmählichen Entstehung und Entwicklung — einschließlich seiner Bewohner, Pflanzen und Tiere — aber soweit, wie

[1]) E. Ramann, Die Einwirkung elektrolytarmer Wässer auf diluviale und alluviale Ablagerungen und Böden. Z. d. D. geolog. Ges. 67. 1915. Abhandlungen. S. 275.

[2]) E. Blanck, Landw. Versuchs-Stationen. 77. 1912.

[3]) E. Blanck, Landw. Versuchs-Stationen. 84. 1914.

hier angenommen, geht der Wirkungsbereich des Geologen keineswegs. Wohl dominiert in der wissenschaftlichen Bodenlehre, wie wir dieses gezeigt haben, das geologische Moment bis zu einem gewissen Grade, aber sie deswegen schlechthin zur geologischen Wissenschaft stempeln zu wollen, geht doch wohl kaum an.

„Wirkung von Pflanze auf den Boden" und „Wirkung von Boden auf die Pflanze"! Darin besteht allerdings ein fundamentaler Gegensatz, auf den schon vor längerer Zeit zuerst von Ramann mit Nachdruck in bezug auf unseren Gegenstand hingewiesen worden ist, und dieses ist sicherlich zu beherzigen. Wir geben damit gleichfalls zu, daß alles, was unter „Wirkung von Pflanze auf Boden" fällt, in das Gebiet der wissenschaftlichen Bodenkunde gehört, alles, was unter „Wirkung von Boden auf Pflanze" zu verstehen ist, der Bodentechnologie angehört, möchten aber keinesfalls in dem Einfluß der Pflanze auf den Boden lediglich einen geologischen Vorgang erblicken.

Wohl können wir aber mit Mitscherlich sagen: „Vom Standpunkte des Pflanzenphysiologen aus" — man könnte hierfür allerdings gleich gut Bodentechnologen setzen — „interessiert uns der Boden chemisch und physikalisch, chemisch, weil er den Pflanzen die Nährstoffe liefert, welche diese für ihr Wachstum nötig haben, physikalisch, weil in ihm die Nährstoffe gelöst und der Pflanze zur Aufnahme zugeführt werden, weil er der Pflanze Energiemengen zuführt und teilweise wiederum einen Energieverbrauch der Pflanze bedingt." Ganz besonders durch den letzten Nachsatz wird Mitscherlichs pflanzenphysiologischer Gesichtspunkt in der Behandlung des ganzen Bodenproblems gekennzeichnet.

Bei Mitscherlich wird die Bodenkunde lediglich zu einer Lehre von der Ertragssteigerung der Pflanze, indem die Eigenschaften und Eigentümlichkeiten des Bodens, seien sie physikalisch oder chemisch, nur in dieser einen Richtung bewertet werden. Da aber der Pflanzenertrag nicht nur allein vom Boden abhängt, sondern auch noch von anderen Faktoren, und zwar häufig in viel höherem Maße, so z. B. von der Düngung, Witterung und dergleichen, so handelt es sich in Mitscherlichs Bodenlehre schließlich gar nicht mehr um den Boden allein, sondern um alle Einwirkungen von außen und innen, die auf die Pflanzenproduktion einen Einfluß auszuüben in der Lage sind. Dementsprechend tritt denn auch der Begriff „Wachstumsfaktor" in den Vordergrund, und der Boden sinkt zu einem der vielen Faktoren, die in dieser Hinsicht für das Pflanzenwachstum maßgebend sind, herab. In diesem Sinne heißt es denn auch bei Mitscherlich: „Der Pflanzenertrag als solcher hat den Ausgangspunkt und das Endziel einer pflanzenphysiologischen Bodenkunde zu bilden." Wie er qualitativ und quantitativ verbessert werden kann, soll Zweck und Ziel der Unter-

suchung des Bodens sein. Trotzdem wir die Einseitigkeit dieses Standpunktes nicht verschweigen können und gewillt sind, der Wissenschaft vom Boden eine weit höhere Aufgabe zuzuerteilen, wie solches auch im Gesamtrahmen des vorliegenden Lehrgangs zur Darstellung gebracht worden ist, so müssen wir dennoch zugeben, daß für den Land- und Forstwirt obige Auffassung nicht nur genügt, sondern auch als die zweckmäßigste für ihn anzusehen ist. Ja, gerade aus diesem Grunde hat es sich als notwendig erwiesen, auf Mitscherlichs besondere Stellungnahme zum Boden einzugehen. Sie hat ohne Frage in ihrer Einseitigkeit den Kernpunkt im Wesen des Bodens für den praktischen Land- und Forstwirt am treffendsten erkannt und wiedergegeben.

Allerdings hat sie es infolgedessen nicht vermocht, selbst dem bodentechnologischen Anteil der Bodenlehre allein gerecht zu werden. Andererseits geht die Mitscherlichsche Bodenkunde über ihren eigentlichen Rahmen hinaus, indem sie infolge ihrer Stellungnahme Vorgänge behandeln muß, die ins Gebiet der Agrikulturchemie fallen.

Um dieses Verhältnis zu verstehen, wird es angebracht sein, noch etwas bei der Bodenlehre Mitscherlichs zu verweilen. Die Wachstumsfaktoren, zu denen, wie gesagt, der Boden gehört, werden eingeteilt in innere und äußere. Die inneren sind durch die Pflanzen selbst gegeben, also sie sind durch Individualität, Art, Gattung und dergl. bedingt. Sie können wohl durch die Pflanzenzüchtung bis zu einem gewissen Grade eine Beeinflussung erfahren, vom bodenkundlichen Standpunkt erweisen sie sich aber als etwas Gegebenes, als etwas vom Boden Unabhängiges, sodaß sie von den äußeren Faktoren nicht beeinflußt werden können. Die Pflanzenerträge und deren Steigerung erfährt gerade durch sie eine Begrenzung, die kein anderes Mittel aufzuheben imstande ist. Goethes bekannter Ausspruch: „Es ist dafür gesorgt, daß die Bäume nicht in den Himmel wachsen“ bringt dieses Verhältnis am besten zur Wiedergabe. In Hinsicht auf die Ertragssteigerung vermögen wir daher die inneren Wachstumsfaktoren nicht zu steigern, nur lediglich alles bezüglich der äußeren Wachstumsfaktoren zu tun, um diese natürlich gesetzten Grenzen zu erreichen. Die äußeren Wachstumsfaktoren teilt Mitscherlich weiter in „Klima“ und „Boden“ ein. Zwar sollte sich die Bodenkunde, so lautet sein eigenes Urteil, nur allein mit letzterem Faktor beschäftigen, aber diese strenge Trennung ist eben unter dem von ihm eingenommenen Gesichtspunkt nicht durchführbar. Auch nicht der Faktor „Düngung“ kann als solcher allein, losgelöst von den sonstigen, betrachtet werden.

Daß sich die sämtlichen äußeren Wachstumsfaktoren gleichfalls in chemischer oder physikalischer Richtung betätigen müssen, liegt auf der Hand, und wir können infolgedessen von chemisch-bodenkundlichen, chemisch-klimatischen, physikalisch-bodenkundlichen und physikalisch-

klimatischen Faktoren sprechen, zu ihnen gehören je nachdem Wärme, Wasser, Licht usw. Für ihre Wirkungsweise hat Mischerlich bekanntlich sein Gesetz der Wirkungsfaktoren aufgestellt, welches besagt, daß die Steigerung des Pflanzenertrages y proportional ist dem an einem Höchstertrage A fehlenden Ertrage, nämlich dann, wenn der variable Wachstumsfaktor x allein gesteigert wird. Die Formel

$$\frac{dy}{dx} = (A—y) \cdot c,$$

in der c der Proportionalitätsfaktor ist, bringt diese Gesetzmäßigkeit zum Ausdruck.

In konsequenter Verfolgung seiner Ansichten über das Wesen des Bodens hat denn auch Mitscherlich eine von allen Bodendefinitionen gänzlich abweichende Begriffsumgrenzung gegeben, die, wie uns schon bekannt geworden, folgendermaßen lautet: „‚Boden' ist ein Gemenge von pulverförmigen, festen Teilchen, Wasser und Luft, welches, versehen mit den erforderlichen Pflanzennährstoffen, als Träger einer Vegetation dienen kann." Schon durch die Worte „versehen mit den erforderlichen Pflanzennährstoffen" ist zum Ausdruck gebracht worden, daß auch die Düngung mit in den Begriff des Bodens fällt, was wir natürlich aus naheliegenden Gründen ablehnen müssen.

Ein Teilchengemenge von der soeben dargelegten Art, das in seinem Porenvolumen kein Wasser oder keine Luft führt, ist nach Mitscherlichs Ansicht noch kein Boden, weil ein solches Substrat nicht zum Wachstum der Kulturpflanzen beitragen oder dienen kann. Nun gibt es aber doch unzweifelhaft viele Bodengebilde, denen man die Natur und Beschaffenheit eines Bodens durchaus nicht absprechen kann, die sich aber trotzdem nicht als „Kulturboden" geeignet erweisen. Andererseits kann ein beliebiges Substrat, das nicht aus den wesentlichen Bodenbestandteilen aufgebaut ist, trotzdem zum Tragen oder als Träger einer Vegetation zu dienen geschickt gemacht werden, ohne daß man behaupten könnte, es läge damit ein Boden vor. So kann man Pflanzen auf Sägespänen, zerstoßenen Gesteinen, ja, wie es Wiegmann und Polsdorff gezeigt haben, sogar auf Platinstückchen zum Wachstum und Gedeihen bringen. Aber man wird deswegen von diesen Substraten, obgleich sie der obigen Bodendefinition genügen oder entsprechen, doch noch nicht als von einem Boden sprechen können, sondern höchstens, aber dies mit Recht, als von einem Standort. Man denke ferner an den mit Flechten und Moos bewachsenen Fels oder Stein in der Natur und dergleichen mehr.

Wir mögen dementsprechend die Sachlage drehen oder wenden, wie wir wollen, stets tritt uns die Einseitigkeit der Mitscherlichschen Bodenlehre vor Augen. Sein Bodenbegriff kann uns nicht genügen,

denn dieser nimmt nur Rücksicht auf einen ganz bestimmten Fall im Wesen des Bodens, nämlich auf den Umstand, daß der Boden zur Pflanzenkultur unter besonderen Verhältnissen herangezogen werden kann. Das wesentlichste, ausschlaggebende Moment oder Kennzeichen eines Bodens liegt aber, um es auch an dieser Stelle nochmals zu betonen, in seiner besonderen, eigenartigen Entstehungsweise begründet, deren Ausfluß auch alle chemischen und physikalischen Eigenschaften, die den Boden zur Kultur der Pflanzen befähigen, sind. Einen Hinweis auf dieses Verhältnis vermißt man aber in der besagten Bodendefinition, sodaß das wesentlichste Kennzeichen eines Bodens keine Wiedergabe gefunden hat. Für den von Mitscherlich allein gewollten Zweck mag seine Bodendefinition wohl genügen, jedoch von rein wissenschaftlichen Gesichtspunkten aus trifft sie das Wesen des Bodens nicht.

Aus Mitscherlichs Auffassung von der Natur des Bodens geht auch seine besondere Stellungnahme zum Begriff „Bodenoberfläche" hervor, den er uns als neu geschenkt und dessen Bedeutung er uns für die Beurteilung des Bodens kennen gelehrt hat. Unter „Erde" versteht er den „Erdball" als Planeten. „Erdfläche" oder „Erdoberfläche" ist für ihn ein Teil der Oberfläche des Planeten, also auch die eines Ackers, Wiesen- oder Weidengeländes oder Waldes. Als „Bodenfläche" oder „Bodenoberfläche" sieht er dagegen die Oberfläche des von den gesamten Bodenteilchen gebildeten Hohlraumvolumens des Bodens an, d. h. die Summe der Oberflächen der gesamten Bodenteilchen, sodaß er auch zur Aufstellung des Begriffs einer inneren und äußeren Bodenoberfläche gelangt, mit denen wir uns später noch zu beschäftigen haben werden.

Ganz besonders müssen wir nun aber noch auf einen Umstand hinweisen, der als maßgebend im Vordergrund der ganzen Lehre Mitscherlichs steht.

Der Boden wird, wie wir gehört haben, bei Mitscherlich zum Vegetationsfaktor und somit zum Energiefaktor, Energiespender oder Energieumschalter, er ist weiter nichts, alles tritt demgegenüber zurück. Es handelt sich in ihm daher nur noch um eine „Energiegröße", und seine Funktion ist Energie auszutauschen. Erst in diesem Verhalten tritt uns die Bedeutung des Bodens vom physikalisch-physiologischen Gesichtspunkt in ihrer ganzen Tragweite vor Augen. Der Energieaustausch vollzieht sich sowohl zwischen Boden und Pflanze, als auch zwischen Pflanze und Boden, er ist also wechselseitig bedingt. Auf der einen Seite ist der Boden imstande, der Pflanze Energie bereitzustellen, d. h. die Pflanze erfährt durch ihn einen Gewinn an Energie. Auf der anderen Seite erfordert aber das Wachstum der Pflanzenwurzeln einen Energieverbrauch, insofern als von der Pflanze eine mit Energieaufwand verbundene Arbeit den Bodenteilchen entgegen geleistet

werden muß, da diese den wachsenden Wurzeln einen Widerstand entgegensetzen. Über die Zulässigkeit eines solchen Vorganges ist zwar gestritten worden[1]), jedoch Mitscherlichs Stellungnahme zum Bodenproblem muß unbedingt mit einer derartigen physiologischen Wechselwirkung rechnen. Jedenfalls wissen wir, daß die Pflanzenwurzel sowohl der Länge wie der Dicke nach mit einer so bedeutenden Kraft wächst, daß selbst im felsigen Boden Risse erzeugt und erhebliche Verschiebungen der Steine und des Bodenmaterials auftreten können. Diese mechanische Leistung wird verständlich, wenn man bedenkt, daß der Turgordruck der Wurzelzellen, der die Kraft für das Wachstum hergibt, mehr denn 10 Atmosphären beträgt. Zudem haben Untersuchungen Pfeffers dargetan, daß dieser Druck nach Eingipsen der Wurzel zunimmt, sodaß der Gipsblock durch die Wurzel zersprengt wird. Jedoch dank dem stark osmotischen Druck des Zellsaftes vermag nach Pfeffer die Wurzel mit gleicher Geschwindigkeit in einem festen Lehmboden wie im Wasser zu wachsen[2]). Was aber die Hauptsache ist, es tritt der Boden gar nicht oder doch nur in den seltensten Fällen als Erzeuger der Energie auf, sondern er übernimmt nur die Rolle eines Vermittlers, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, daß besondere Eigenschaften des Bodens wohl in der Lage sind, eine solche Energievermittlung mehr oder weniger gut zu übernehmen. Als eine selbständig tätige Wärmequelle vermag der Boden nur dann zu wirken, wenn durch den Atmungsvorgang niederer Organismen Wärme in ihm erzeugt wird, doch kann diese Energiequelle erst dann zur Wirksamkeit gelangen, wenn genügend oder überhaupt organische Substanz im Boden zugegen ist und wenn außerdem die dazu erforderlichen Kleinlebewesen vorhanden sind. Sie wird besonders unterstützt, wenn organischer Dünger dem Boden einverleibt ist. In derartigen Fällen hat man es aber sicherlich gar nicht mehr mit einer Wirkung des Bodens, sondern mit einer Düngungsmaßnahme zu tun. Gerade dieses Beispiel zeigt besonders deutlich, zu welchen Konsequenzen die Lehre Mitscherlichs vom Boden führt.

Es sei nun aber an dieser Stelle ganz besonders zum Ausdruck gebracht, daß uns in den voraufgegangenen Erörterungen die Absicht völlig ferngelegen hat, Mitscherlichs vorzügliches Werk zu bemängeln oder herabzusetzen. Wir erachten vielmehr, ungeachtet unserer Ausstellungen, Mitscherlichs Bodenkunde für das beste Buch für den praktischen Land- und Forstwirt, denn es bringt gewissermaßen in einem Guß und in bewunderungswürdiger Einheitlichkeit die Lehre vom

---

[1]) Vergl. P. Ehrenberg, Spielt der Energieverbrauch durch die Arbeit der Wurzeln eine erhebliche Rolle? Fühlings Landw. Ztg. 59. 1910. S. 12 und 267.

[2]) Vergl. W. Lepeschkin, Lehrbuch der Pflanzenphysiologie. Berlin 1925. S. 201.

Boden als Pflanzenproduktionsfaktor zur Darstellung. Aber wir dürfen andererseits nicht verschweigen, daß das, was bei Mitscherlich als Boden erscheint, in Wirklichkeit kein Boden mehr ist, sondern eine Größe höherer Ordnung, die in sich Produktionsfaktoren verschiedener Art zusammenfaßt, wobei der eigentliche Boden zum Vermittler und Überträger der gesamten Erscheinung wird, und somit der Urheber des ganzen Vorganges zu sein vortäuscht. Hierin soll kein Vorwurf liegen, aber es scheint schlechterdings unmöglich zu sein, agrikulturchemische und bodenkundliche Erscheinungen streng voneinander zu scheiden, wenn es gilt, die für die Landwirtschaft nutzbringenden Eigenschaften des Bodens allein als maßgebend für das Wesen des Bodens hinzustellen. Nur um diesen Sachverhalt vor Augen zu führen, erschien es unerläßlich, auf die Art und Weise der Darstellung des Bodens bei Mitscherlich näher einzugehen.

Trotz der mehrfach betonten Vorzüge der Methode Mitscherlichs beabsichtigen wir aber nicht, derselben zu folgen, sondern wollen in unseren Betrachtungen des physikalischen und chemischen Bodenzustandes unmittelbar von der stofflichen Zusammensetzung des Bodens ausgehen, da diese die Grundlage für die genannten Vorgänge und Erscheinungen bildet.

Erinnern wir uns noch des anfangs unserer Erörterungen angeführten Experimentes, vermittelst Wassers die Bestandteile des Bodens voneinander zu trennen, so erkannten wir durch dasselbe, daß nach der Größe und der stofflichen Zusammensetzung recht erhebliche Unterschiede in dieser Beziehung vorhanden sind. Der Boden stellte sich uns mechanisch als ein Gemenge sehr vieler, recht verschiedener Teilchengrößen dar, oder, „der Boden ist", um mit G. Wiegner[1]) zu sprechen, „eine Dispersion, deren Teilchen mehr oder minder grob sind". Über die Größe der Teilchen bezw. Dispersität erfuhren wir dagegen bisher noch nichts.

Es erscheint nun wohl ohne weiteres klar, daß man nicht die ganze durch den Zerfall und die Verwitterung eines Gesteinskomplexes an Ort und Stelle hervorgegangene Zerfallsmasse mit der Bezeichnung Boden belegen kann, denn sowohl Blöcke, Steine, wie Kies nehmen Anteil an diesem Haufwerk. Man ist infolgedessen, da eine natürliche Grenze nach oben nicht bestehen kann, konventionell vorgegangen, indem man alle Teile, die unter 2 mm Korngröße liegen, als Feinboden bezeichnet hat und alles das, was eine Korngröße über 5 mm besitzt, überhaupt nicht mehr zum Boden rechnet. Aber nur der „Feinboden" wird einer näheren Untersuchung im Laboratorium unterzogen, sodaß dieser den Ausgangspunkt für sämtliche den Boden in jeder Richtung

[1]) G. Wiegner, a. a. O. S. 11.

hin betreffende Untersuchungen bildet. Was nicht mehr zum Feinboden gehört, aber noch als Boden gelten muß, wird Bodenskelett genannt. Zur weiteren Trennung der Teilchen unter 2 mm bedient man sich der mechanischen Bodenanalyse, die außerordentlich vielgestaltig durchgeführt werden kann. Ihr Zweck ist die Feststellung der physikalischen Eigenschaften des Bodens als Folge des mechanischen Aufbaues desselben.

Im Prinzip werden zwei Wege zur Ermittelung des quantitativen Mengenverhältnisses der Bodenkörner eingeschlagen. Einmal die Körnung mit dem Siebe, andermal die Schlämmung mit Wasser, doch letztere Methoden gliedern sich wiederum in Sedimentier- und Spülverfahren.

Daß die Siebmethode nur ein sehr oberflächliches Verfahren darstellt, liegt auf der Hand, und zwar ganz besonders wird dies dann der Fall sein, wenn man sich anstatt der Lochsiebe eines Drahtsiebes bedient. Aber in keinem Fall wird man durch sie einen sicheren Anhalt der wirklichen Korngrößen des Bodens erhalten, weil die Voraussetzung hierfür, die Kugelgestalt aller Bodenteilchen, fehlt. Sie ist eine Forderung, die bekanntlich nicht erfüllt wird.

Günstiger liegen schon die Verhältnisse bei den Schlämmethoden, wenngleich auch sie noch nicht durchaus vollkommen sind. Vor allem fällt diesen Methoden die Aufgabe zu, die mit dem Siebe nicht mehr weiter trennbaren Bodenkörnungen in noch feinere Produkte zu zerlegen.

Die Schlämmethoden, die einen senkrecht nach oben gerichteten Wasserstrom zur Zerlegung und Sonderung der Bodenteilchen benutzen und daher auch als Spülverfahren bekannt sind, werden heute im allgemeinen nicht mehr so häufig angewandt, wie die Sedimentierverfahren, die auf dem freien Fall der in Wasser aufgeschlämmten Bodenteilchen beruhen. Die Verfahren von Nöbel, Schöne, Kopecky und Hilgard sind wohl die bekanntesten unter den Spülverfahren, und es erfreut sich von ihnen die Kopeckysche Methode wohl heute noch der meisten Benutzung. Seitdem das Verfahren von Atterberg zur internationalen Methode erhoben wurde, sind die Spülverfahren aber mehr und mehr verdrängt worden. Unter der Voraussetzung, daß die festen Bodenbestandteile trotz verschiedener Größe doch alle Kugelgestalt besäßen, vermöchten die Sedimentiermethoden die gewünschte Zerlegung des Bodenmaterials zufriedenstellend herbeizuführen. Da jenes aber, wie schon einmal erwähnt, nicht zutrifft, so liefern auch sie nichts Vollkommenes. Denn da bei dem Fallen der Körper im Wasser nur dann das Wasser allen Körpern den gleichen Widerstand entgegensetzt, wenn diese die gleichen Wassermengen verdrängen, so stehen die Widerstände im umgekehrten Verhältnis zu ihren spezifischen Gewichten, sodaß Böden mit Humusanteilen für diese Methoden keine

Verwendung finden können und auch Mineralböden mit hohem Gehalt an Glimmer oder reichlichem Gehalt an spezifisch verschieden schweren Mineralbruchstücken nur bedingungsweise Anwendung finden sollten. Ramann spricht daher mit Recht auch gar nicht von einer Bestimmung der Korngrößen durch sie, sondern von einer Ermittelung der „Teilchen von gleichem hydraulischen Werte".

Der Methode von Atterberg[1]), die sich eines verbesserten Schlämmzylinders von Appiani bedient, müssen wir, nicht etwa weil sie als internationales Verfahren zur Bestimmung der Bodenkorngrößen vorgeschlagen worden ist, sondern weil ihr besondere Vorzüge zukommen, etwas nähere Aufmerksamkeit schenken.

Einmal zeichnet sie sich dadurch vorteilhaft von den übrigen Methoden der Korngrößenbestimmung aus, daß sie nur eine geringe Anzahl von Korngrößen unterscheidet, und andermal, daß diese wenigen Korngrößen etwas ganz Bestimmtes über die Beschaffenheit des Bodens auszusagen wissen, sodaß der auf diese Weise untersuchte Boden in seinen Hauptmerkmalen sofort deutlich charakterisiert erscheint. Atterberg bezeichnet alles, was größer denn 2 mm ist, als Kies, was zwischen 2,0 und 0,2 mm liegt als Sand, die Anteile zwischen 0,2 und 0,02 mm heißen Mo (feiner Sand), diejenigen zwischen 0,02—0,002 Schluff oder Staub, und der Anteil unter 0,002 mm ist der Schlamm oder Ton. Die Berechtigung zur Aufstellung dieser Gruppen liegt nach ihm darin gegeben, daß bei den Anteilen zwischen 2 und 0,2 mm die Kapillaren zu groß (grob) sind, um das Wasser noch halten zu können, sodaß diese Korngröße dort, wo sie vorherrscht, trockene Böden bildet, die höchstens als Waldböden noch Nutzung finden können. In den Anteilen von 0,2—0,02 mm üben die Kapillaren eine gute wasserhaltende und wasserhebende Kraft aus, diese Korngröße stellt daher die guten Sandböden dar, dagegen bei einer Korngröße von 0,02—0,002 werden die Kapillaren bei kompakter Lagerung schon zu klein, um den Wurzelhaaren der Gräser genügend Platz liefern zu können, wenn auch die kapillare Wasserbewegung noch als eine gute zu bezeichnen ist. Diese Korngruppe gibt den Hauptanteil sehr vieler Lehm- und Tonböden wieder. In den Anteilen unter 0,002 mm sind die Kapillaren aber so klein, daß sie selbst den Bakterien keine Bewegung mehr gestatten, auch ist die kapillare Wasserbewegung sehr behindert. Als Hauptbestandteil macht dieser Anteil die Beschaffenheit der schweren Tonböden aus[2]). Wir sehen also in der Tat, daß diese Korngrößen von großer landwirtschaftlicher Bedeutung sind und die hauptsächlichsten Charakterzüge der landwirtschaftlichen Bodenklassen wiedergeben.

[1]) A. Atterberg, Die mechanische Bodenanalyse usw. Intern. Mittlg. f. Bodenkunde. 2. 1912.

[2]) Vergl. A. Atterberg, Über die Klassifikation der Bodenkörner. Kalmar, 1910.

Daß dieser Methode auch Mängel[1]) anhaften, soll nicht verkannt sein, vor allen Dingen, daß sie in ihrer Ausführung zeitraubend ist, großer Geschicklichkeit in der Vorbereitung der Bodenproben bedarf und dergl. mehr. Immerhin erfüllt sie ihren Zweck, die physikalischen Bodeneigenschaften als Ausdruck der Korngröße (eigentlich Bodenoberfläche) der Bodenteilchen darzutun. Insbesondere erweist sie sich wertvoll, als sie uns gestattet, den Tongehalt eines Bodens zufriedenstellender als eine andere der einfachen Methoden festzustellen[2]).

Komplizierter gestalten sich die Apparate und Methoden, die neuerdings von Sven Odén[3]) und von Georg Wiegner[4]) zur Ermittelung der Korngröße der Bodenbestandteile benutzt und anempfohlen werden, sie stellen eine wesentliche Vervollkommnung der Schlämmanalyse dar, da es durch sie ermöglicht wird, das Absetzen der Bodenteilchen kontinuierlich zu verfolgen, zu registrieren und demzufolge „Fallkurven" der verschiedenen Bodenarten zu erhalten. Während es sich bei Sven Odén darum handelt, das aus einer Bodensuspension niederfallende Sediment dauernd unter Wasser zu wägen, benutzt G. Wiegner die während des Falls der dispersen Teile eintretende Änderung des spezifischen Gewichtes der Bodenlösung zu diesem Zweck. Da die Methode Sven Odéns einen teuren Apparat verwendet, so hat V. M. Goldschmidt[5]) ein in gleicher Richtung liegendes billigeres Verfahren ausgearbeitet. Daß außer diesen Methoden noch solche von J. D. Hissink, F. Zunker, G. Kraus u. a. im Gebrauch sind, möge hier nur erwähnt sein. Die Methode von J. Kühn, die sich zwar durch ihre außerordentliche Einfachheit und Schnelligkeit in der Ausführung auszeichnet, kommt für wissenschaftliche Untersuchungen wohl kaum in Frage, man bedient sich ihrer nur dort, wo man sich schnell ganz oberflächlich zu unterrichten wünscht.

Ein gleichfalls schnell arbeitendes, aber recht brauchbares Verfahren, wenn auch nicht zur Bestimmung der Bodenkorngröße, sondern der Hauptbodenkonstituenten ist die altbekannte, leider fast ganz in Vergessenheit geratene Methode von Schloesing-Grandeau[6]). Sie

---

[1]) Vergl. hierzu Koenig, Landw. Jahrb. 56. 1921. S. 468. Novak, Intern. Mittlg. f. Bodenkd. 1916. S. 139. Koettgen, Intern. Mittlg. f. Bodenkd. 1918. S. 241. G. Richter. Ebenda. 6. S. 318. van Zyl. Ebenda. 8. S. 1.

[2]) E. Blanck, Landw. Vers.-Stat. 91. S. 85. E. Blanck u. F. Preiss. Journ. f. Landw. 1921. S. 73.

[3]) Sven Odén, Eine neue Methode zur mechan. Bodenanalyse. Intern. Mittlg. f. Bodenkd. 1915, und Bodenkundl. Forschungen a. d. chem. Inst. d. Universität Uppsala 1914—1919. 1920, Berlin.

[4]) G. Wiegner, Über eine neue Methode der Schlämmanalyse. Landw. Vers.-Stat. 91. 1918.

[5]) Vergl. J. Grenness, Slemningsanalyse av lerer med pelometer. Oslo, 1926.

[6]) Grandeau, Handbuch der agrikulturchem. Analysen. Berlin, 1879. S. 105.

erlaubt Sand, Ton, Kalk und Humus eines Bodens mit genügender Schärfe für die meisten Zwecke der Kennzeichnung des Bodens zu trennen. Man bezeichnet sie auch wohl als mechanisch-chemische Bodenanalyse, um damit ihr besonderes Verhältnis zu den Schlämmanalysen zum Ausdruck zu bringen.

Jedoch nach E. A. Mitscherlich erweisen sich die Schlämmanalysen als nicht fähig und geeignet, die Korngrößen des Bodens zu bestimmen, sodaß er seinerzeit versucht hat, an Stelle der Schlämmanalysen eine wesentlich andere Bestimmungsart der Korngröße zu setzen. Zwar handelt es sich hier nicht um eine direkte Ermittelung der besagten Größe, aber doch um ein Verfahren, das letzten Endes auf die Korngrößen des Bodens zurückgreift, indem die durch die Methode erfaßte Wertgröße als Folge und Ausdruck der Bodenkorngrößen zu gelten hat. Zum Verständnis dieses Zusammenhanges müssen wir jedoch vorerst auf einige andere Dinge unsere Aufmerksamkeit lenken.

Für die Beschaffenheit des Bodens erweist sich nämlich nicht nur die Korngröße der Teilchen, von der wir bisher allein gesprochen haben, von Bedeutung, sondern auch die Ineinanderlagerung der Teilchen oder, wie man zu sagen pflegt, die Struktur des Bodens als maßgebend. Liegen die Teilchen dicht auf- oder nebeneinander, so spricht man von Einzelkornstruktur, sind die Bodenteilchen zu Aggregaten oder Krümeln miteinander vereinigt, so nennt man die Anordnung Krümelstruktur. Die Kohäreszenz (Kohäsion), d. i. die Kraft, mit der die Teilchen eines und desselben Körpers zusammenhaften, also die Festigkeit der Substanz bedingen, und die Adhäsion, d. i. die Kraft, mit der die einander sehr nahe gebrachten Teilchen verschiedener Körper aneinander haften, sind die diesen Erscheinungen zugrundeliegenden Kräfte. Für die Krümelbildung wie für das Ko- und Adhärieren der festen Bodenteilchen kommt aber die Fläche, an der die Ko- und Adhäsionskräfte zur Wirkung gelangen, in Betracht, insofern diese Fläche um so größer sein muß, je größer die Anzahl der gegenwärtigen Berührungspunkte der festen Bodenteilchen in der Volumeneinheit Boden ist. Auf Grund dieser Überlegungen hat es Mitscherlich für zweckmäßig befunden, anstatt der Korngröße die Bodenoberfläche, von der schon einmal die Rede war, zu bestimmen.

Unter der Voraussetzung dessen, daß die Bodenteilchen alle Kugelgestalt besitzen, findet man, daß mit der Anzahl der Berührungspunkte auch die Größe der Oberfläche des Hohlraumvolumens im Boden in ganz bestimmter Weise zunimmt[1]). Die Anzahl der Berührungspunkte erleidet aber nur dann eine Vermehrung, wenn die Korngröße der Teilchen bezw. der Kugelradius derselben ein geringerer wird.

[1]) Vergl. E. A. Mitscherlich, Bodenkunde 4. Auflage. 1923. S. 65.

Somit nimmt in einem gleichen Bodenvolumen die Hohlraumvolumenfläche entsprechend der Anzahl der Berührungspunkte der Bodenteilchen zu. Diese Gesichtspunkte waren für Mitscherlich leitend und führten dazu, die Bodenoberfläche als die Summe aller Oberflächen der einzelnen festen Bodenteilchen anzusehen, sie ist gleich der Oberfläche des Hohlraumvolumens. Die Methoden der experimentellen Bestimmung hat Mitscherlich[1]) ausgearbeitet, die theoretischen Vorarbeiten gehen jedoch auf H. Rodewald[2]) zurück, der eigentümlicherweise nicht vom Boden, sondern von Stärkekörnern als Beobachtungsmaterial ausging.

Es hat sich auf diese Weise feststellen lassen, daß „die Bodenoberfläche, bezogen auf die Gewichtseinheit oder auf die Volumeneinheit der festen Bodenteilchen", „eine für den einzelnen Boden typische, mithin eine spezifische Größe" ist. „Sie ist — wie wir gesehen haben — „abhängig von der Korngröße und von der Gestalt der festen Bodenteilchen; denn je größer die Teilchen sind, um so geringer muß die Bodenoberfläche in der Volumeneinheit Boden werden, je mehr die Gestalt der Bodenteilchen gleicher Größe von derjenigen der Kugel abweicht, um so größer wird sie"[3]). Man kann gewissermaßen sagen, in der Bodenoberfläche steckt die Korngröße mit drin. Jedoch wir dürfen nicht vergessen, daß gleichzeitig die Bodenoberfläche auch durch die Gestalt der Bodenteilchen, ihre Porosität und auch chemische Zusammensetzung[4]) beeinflußt wird. Demzufolge erweist sich die Bodenoberfläche von einer ganzen Anzahl von Umständen ableitbar, und es ist dies der Grund, weshalb ihr nicht die allgemeine Bedeutung in der Entscheidung gewisser Fragen zukommt, die von ihr erhofft wurde. Sobald organische Bestandteile im Boden vorhanden sind, werden die Beziehungen verwickelter und trüben das einheitliche Bild. So hat man[5]) auch feststellen können, daß Böden mit gleicher Hygroskopizität, d. h. gleicher Oberfläche, sehr verschiedene Korngrößen und recht abweichende physikalische Eigenschaften besitzen können, wie dieses aber nach den soeben hervorgehobenen Verhältnissen auch gar nicht anders zu erwarten ist.

Die Bestimmung der Bodenoberfläche selbst, oder was dasselbe ist, die Ermittelung einer ihr proportionalen, also gleichwertigen Größe,

[1]) E. A. Mitscherlich, Beurteilung der physikalischen Eigenschaften des Ackerbodens mit Hilfe seiner Benetzungswärme. Kiel 1898, ferner Journ. f. Landw. 1900 und landw. Jahrb. 1902. E. A. Mitscherlich, Untersuchungen über die physikal. Bodeneigenschaften. Merseburg, 1901.

[2]) H. Rodewald, Zeitschr. f. physikalische Chemie. 24. 1897 und 33. 1900.

[3]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 66.

[4]) F. Giesecke, Die Hygroskopizität in ihrer Abhängigkeit von der chem. Bodenbeschaffenheit. Chemie der Erde. 3. 1927. S. 98.

[5]) P. Ehrenberg und H. Pick, Beiträge zur physikalischen Bodenuntersuchung. Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen. 43. 1911. S. 44.

geschieht auf zweierlei Wegen, nämlich entweder durch die Feststellung der Benetzungswärme oder durch die der Hygroskopizität.

Benetzt man ganz trockenen Boden mit Wasser, so wird bei diesem Vorgange Wärme frei, die man Benetzungswärme nennt. Sie ist in ihrer Menge abhängig von den spezifischen Adhäsionskonstanten der festen Bodenteilchen zum Wasser und von der Größe der benetzten Oberfläche des Bodens. Ihre Bestimmung geschieht nach dem Verfahren im Eiskalorimeter. Im Laboratorium hat sich diese Methode nur wenig eingebürgert, sodaß wir von näheren Angaben absehen können, zumal sie nach den Angaben Mitscherlichs nicht genau genug arbeitet.

Einfacher und genauer als die Ermittelung der Benetzungswärme gestaltet sich die Bestimmung der Hygroskopizität. Wir haben uns aber zunächst zu fragen, was wir unter Hygroskopizität des Bodens zu verstehen haben? Im allgemeinen versteht man unter Hygroskopizität das Vermögen eines Körpers, Wasserdampf aus der Luft an sich zu ziehen. Dieses Vermögen ist bei einigen Körpern, wie z. B. gewissen Salzen so groß, daß diese dabei zerfließen können. Mit der Gegenwart derartiger Salze im Boden hat man zumeist nicht zu rechnen, falls es sich nicht um sogen. Salzböden, Alkaliböden oder dergl. handelt. Bei unseren gewöhnlichen Böden kommt für den gedachten Vorgang daher nur eine Verdichtung des Wasserdampfes an der Bodenoberfläche in Frage. Die Methode der Bodenhygroskopizitätsbestimmung greift auf die Benetzungswärme des Bodens zurück, denn es ist klar, daß die Benetzungswärme eines Bodens um so geringer ausfallen wird, je mehr der Boden mit Wasser schon eine Benetzung gefunden hat. Schließlich und endlich muß diese zu dem Zeitpunkt sogar gleich Null werden, wenn die Bodenoberfläche völlig mit Wasser benetzt ist. Die Abnahme der Benetzungswärme eines Bodens bei zunehmender Benetzung läßt daher wohl die aufgenommene Wassermenge erkennen und daraus die gewünschten Schlüsse für die Bodenoberflächengröße ziehen, aber wir haben schon gehört, daß die Methode dennoch nicht den an sie zu stellenden Anforderungen genügt. Dieses veranlaßte Rodewald und Mitscherlich zur Ausarbeitung der Hygroskopizitätsbestimmung des Bodens. Der theoretischen Grundlagen soll hier nicht weiter gedacht werden, nur hervorgehoben sein, daß es sich in dem Verfahren um die gravimetrische Feststellung derjenigen Wassermenge handelt, die erforderlich ist, um die Bodenoberfläche gerade ganz zu benetzen. Wird hierüber hinaus Wasser zugefügt, so vermag dies die Oberfläche nicht mehr anzuziehen, es muß sich daher an das „Benetzungswasser“ in Gestalt von „Kapillarwasser“ anlegen. Diejenige Wassermenge, die sich aber zur Benetzung der Bodenoberfläche gerade als notwendig und erforderlich erweist und somit als Maßstab der Bodenoberfläche dienen kann, die

bezeichnet man nach dem Vorgange von Mitscherlich als hygroskopisches Wasser oder als Hygroskopizität des Bodens.

Diese Wassermenge zu bestimmen, ermöglicht sich durch Regelung der Dampfspannung des Bodens in ganz bestimmter Richtung. Es kann dies in der Weise geschehen, daß der Boden über Schwefelsäure verschiedener Konzentration nacheinander gebracht wird bis zum Ausgleich über eine solche von gerade 10%, denn gerade diese gibt an den Boden soviel Wasser ab, als seiner Hygroskopizität entspricht. Auf Grund dieser Ermittelungen hat sich die Rodewald-Mitscherlichsche Hygroskopizitätsbestimmung des Bodens aufbauen lassen. Ihrer näheren experimentellen Handhabung und Durchführung wollen wir desgleichen nicht nachgehen, sondern nur einige ganz allgemeine Bemerkungen über die Vorbehandlung des Bodens für den gedachten Zweck anknüpfen, da diese für das Gelingen der Bestimmung ausschlaggebend sind.

So hat es sich u. a. herausgestellt, daß der Boden nicht zuerst, vor der Behandlung im Exsikkator mit Schwefelsäure, über Phosphorpentoxyd getrocknet werden darf, auch nicht, wie Ehrenberg und Pick[1]) es gewollt haben, vom naturfrischen Boden auszugehen ist, sondern, daß am besten lufttrockener Boden als Untersuchungsmaterial dient. Der lufttrockene Boden gewährleistet nämlich immer noch am ehesten, daß er mit der 10%igen Schwefelsäure in Dampfspannungsausgleich tritt, insofern die anorganischen Kolloide und organischen Anteile im möglichst ausgeglichenen Zustande zugegen sind, und in der Natur der Boden auch recht häufig in lufttrockener Ausbildung vorliegt. Andererseits ist es auch nicht möglich, das im Boden kapillar gebundene Wasser durch den Dampfspannungsausgleich über 10%iger Säure völlig zu entfernen, und es können im getrockneten Boden durch das Trocknen die kolloiden Anteile eine merkliche Veränderung erfahren haben. Aber es kommt natürlicherweise gerade diesen Teilen der größte Einfluß auf die Hygroskopizitätsgröße eines Bodens zu. Daß in der Tat die Hygroskopizitätsmethode zum Nachweis der Gegenwart von Kolloiden im Boden mit Vorteil Benutzung finden kann, da die Kolloide dem Boden eine größere Oberfläche verleihen, ist verschiedentlich[2]) dargetan worden. Jedenfalls leistet sie in dieser Hinsicht mehr als die Färbemethode[3]). Daß demgegenüber aber eine quantitative Trennung der Kolloide von den Nichtkolloiden durch sie nicht erreicht werden kann, desgleichen auch nicht die Ton- von den Humussubstanzen geschieden werden können, ist begreiflich.

---

[1]) Vergl. P. Ehrenberg und H. Pick.

[2]) Vergl. F. Giesecke, a. a. O. S. 101.

[3]) B. Sjollema, Journ. f. Landw. 53. 1905. K. Endell, Kolloid-Zeitschr. 5. H. E. Ashley, U. S. geolog. Surv. Bull. 388. 1909. J. Koenig, Landw. Vers.-Stat. 76. 1911.

Als ganz besonders beachtenswert macht aber Mitscherlich darauf aufmerksam, daß die Annahme verfehlt sei, es müßten Böden mit gleicher Hygroskopizität auch gleiche physikalische Eigenschaften besitzen, denn die Hygroskopizität hänge nur allein von der Bodenoberfläche ab, und diese steige und falle mit dem Humus- und Tongehalt. Wir können uns dieser letzteren Ansicht, aus den schon mitgeteilten Gründen, nicht vollkommen anschließen, möchten aber einige Befunde aus eigenen Arbeiten zur Wiedergabe bringen, die die höchst wechselvollen Beziehungen zwischen Hygroskopizitätsgröße eines Bodens, seinem Gehalt an Ton und Glühverlust (Humus) und Wasserfassungsvermögen (Wasserkapazität) dartun:

W_H Hygroskop.	Ton %	Glühverlust %	Wasserkapazität
2,11	5,78	2,14	24,7
3,15	8,28	2,52	28,6
3,30	6,13	3,67	34,4
3,35	8,18	3,12	28,6
4,07	9,92	4,69	30,6
4,21	9,59	3,63	29,7
4,60	10,87	3,45	29,6
5,10	11,01	3,18	34,3
5,09	9,24	3,60	31,3
5,51	9,94	3,86	29,2
5,73	10,47	4,08	30,9
5,73	12,24	6,96	32,8
6,15	12,89	4,60	30,2
6,41	22,88	5,18	30,5
10,97	13,16	14,64	39,2

Einen Begriff über die Menge des Wassers, die sich als Hygroskopizitäts- bezw. Benetzungswasser auf der Bodenoberfläche niederschlägt oder dortselbst festgehalten wird, müssen wir uns dagegen noch verschaffen.

Anfangs vertrat Mitscherlich die Ansicht, daß man für diesen Zweck eine Molekülschicht Wasser in Anspruch nehmen müsse. Jedoch bald wurde von anderer Seite, nämlich von P. Vageler[1]) darauf hingewiesen, „daß diese Definition vom kolloidchemischen Standpunkt aus schon wegen der mit den Quellungsvorgängen untrennbar verknüpften Erscheinungen der gegenseitigen Lösung von Wasser und quellbarer

[1]) P. Vageler, Die Rodewald-Mitscherlichsche Theorie der Hygroskopizität usw. Fühlings Landw. Ztg. 61. 1912.

Substanz" nicht vereinbar sei. Vageler berechnete eine Wasserschicht von 200 Molekülen, G. Backer[1]) eine solche von 6 Molekülen, P. Ehrenberg[2]) sowie auch E. Hatscheck[3]) von 10 Molekülen, welch' letztere Größe heute als die allgemein angenommene gilt, jedoch zeigt, wie sehr sich dieselbe als von rein theoretischen Erwägungen abhängig erweist.

Die Bodenoberflächengröße, ausgedrückt in qm für je 1 g Boden, erhält man aus dem experimentell gefundenen Hygroskopizitätswert, wenn man denselben mit 4 multipliziert. Dieser Maßnahme liegt die Annahme zugrunde, daß sich das hygroskopische Wasser in einer kontinuierlichen Schicht von 0,0000025 mm Dicke ausbreitet[4]) (F [Bodenoberfläche] $= W_H \times 4$ qm).

Als gewissermaßen allgemeingültige Mittelwerte für die Hygroskopizitätsgröße und Bodenoberflächengröße der hauptsächlichsten, landwirtschaftlichen Bodenarten seien hier die von Mitscherlich[5]) gebrachten Beispiele angeführt.

	W_H	F		W_H	F
Feiner tertiärer Sand	0,03	0,14	milder Lehm . . .	3,00	12,00
Sandboden	1,06	4,24	Wiesenboden I. Kl.	3,19	12,76
lehmiger Sandboden .	1,40	5,60	strenger Lehmboden	6,54	26,16
sandiger Lehm . . .	2,09	8,36	Tiefland-Moorboden	18,42	73,68
			strenger Tonboden .	23,81	95,24

Es sei jedoch noch darauf hingewiesen, daß die zu Kulturzwecken herangezogenen Böden wohl kaum eine Hygroskopizität unter 0,3 aufzuweisen haben. Aus obigen Zahlen kann man nun wohl hinsichtlich der Güte eines Bodens ableiten, daß dieselbe mit Zunahme der Hygroskopizität zunimmt, jedoch gilt dieses nur bis zu einem gewissen Grade, insofern mit einer allzuhohen Hygroskopizität Eigenschaften des Bodens verbunden sind, die seiner Güte entgegenwirken.

Auch der Kalk, das allgemein bekannte den Bodenzustand fördernde Mittel, drückt den Hygroskopizitätswert des Bodens als Folge der durch ihn hervorgerufenen Krümelstruktur herab[6]), sodaß aus diesen wie anderen Gründen die Hygroskopizität des Bodens als Grundlage einer allgemeinen Bonitierung kaum Verwendung finden kann.

Wir haben soeben die Quellbarkeit gewisser Substanzen des Bodens erwähnt und darin u. U. Anomalieerscheinungen für die Ermittelung

[1]) G. Backer, Zeitschr. f. phys. Chemie. 86. 1914.

[2]) P. Ehrenberg, Bodenkolloide. 2. Auflg. S. 270.

[3]) E. Hatscheck, Kolloid-Zeitschrift. 11. 1912.

[4]) Vergl. P. Ehrenberg, Wie groß ist die Oberfläche eines Grammes Erdboden? Fühlings Landw. Ztg. 63. 1914. S. 725 und S. 64. 1915. S. 233.

[5]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. 4. Aufl. S. 73.

[6]) E. Blanck, Einfluß des Kalkes auf die Wasserbewegung im Boden. Landw. Jahrb. 38. 1909. S. 753.

der Bodenoberfläche erkannt. Die Quellbarkeit wird, durch die innere Beschaffenheit der Substanz bedingt, also durch die Struktur dieser Körper hervorgerufen, die neuerdings auch wohl als unechte Kolloide Bezeichnung gefunden haben, weil man ja, wie wir wissen, den wahren Kolloidzustand lediglich auf eine feine Verteilung der Materie zurückführt. In der Quellung handelt es sich daher um Erscheinungen der inneren Oberfläche, ebenso wie für das Verkleben der festen Teilchen des Bodens die durch die Hygroskopizität ermittelte Gesamtbodenoberfläche nur z. T. in Frage kommt. Will man daher die „äußere Oberfläche", d. i. die ganz allein durch die Anlagerung der einzelnen Teilchen aneinander geschaffene Größe, bestimmen, so muß man in anderer Weise, als bisher gezeigt worden ist, vorgehen. Zugleich gelangt man infolge solcher Überlegung zur Unterscheidung einer „inneren" von einer „äußeren" und einer Gesamtoberfläche des Bodens. Mitscherlich hat die Bestimmung der „inneren Oberfläche" in der Art gelöst, daß er die „äußere Oberfläche" experimentell mit Hilfe eines Gemisches von 50 g Provenceöl und 7,5 g Benzol anstatt der 10%igen Schwefelsäure durchführt, da eine solche Flüssigkeit infolge ihres hohen Moleküls nicht in den Boden einzudringen, sondern nur die äußere Oberfläche zu benetzen vermag, und den auf diese Weise erhaltenen Wert von der Gesamthygroskopizität abzieht.

Der größte Wert der Hygroskopizitätsmethode liegt wohl darin, daß sie uns gestattet, uns durch eine Operation, die zudem nicht allzulange Zeit beansprucht, über die Eigenschaften eines Bodens zu unterrichten, und wenn sie uns auch nicht die Korngröße der Bodenteilchen unmittelbar anzugeben und damit die mechanische Analyse zu ersetzen vermag, so weist doch der Ausfall des Hygroskopizitätswertes auf die Art des vorwiegend vorhandenen mechanischen Aufbaus des Bodens hin, sodaß wir etwa mit P. Vageler zusammenfassend sagen dürfen, daß die mechanische Analyse am besten das „Bodenskelett" zu charakterisieren erlaube, die feinsten Teilchen aber in einer bisher nicht erreichbaren Weise durch die Hygroskopizität gekennzeichnet werden. „Mechanische Analyse und Hygroskopizität müssen sich ergänzen und werden im Verein zu einem Kriterium der Böden, an das man mit Recht erhöhte Ansprüche stellen kann" [1]).

Über die Gestalt der Bodenkörner ist nicht viel auszusagen; daß es sich in ihnen nicht um Kugeln handelt, wurde schon mehrmals hervorgehoben, aber selbst gerundete Körner mit geglätteter Oberfläche

[1]) P. Vageler, a. a. O., S. 81. Nach einer soeben veröffentlichten Breslauer Dissertation von Dipl.-Landw. Neugebohrn (Die Bestimmung der Bodenoberfläche durch Flüssigkeitsadsorption 1927) soll eine einwandfreie Bestimmung der Bodenoberfläche durch Flüssigkeitsadsorption nicht möglich sein, „da wichtigste theoretische Grundfragen noch ungeklärt sind".

sind nur in solchen Böden anzutreffen, die ihrer Entstehung nach aus dem Wasser abgesetzt sind oder unter Mitwirkung der Gletscher und auch z. T. des Windes ihre Bildung erlangten, während die Bodenbestandteile der eigentlichen Verwitterungsböden eckige Bruchstücke sind. Allerdings gilt dieses zur Hauptsache mehr oder weniger nur für die größeren Bodenkörner, denn mit dem Grade der Feinheit vermindern sich die scharfen Kanten und Ecken. In pflanzenphysiologischer Hinsicht erweist sich dieser Unterschied in der Ausbildung der Bodenkörner insofern von Bedeutung, als die eckigen Bestandteile die Wasserführung begünstigen und die Nährstoffe aus ihnen den Pflanzen leichter zugänglich werden.

Der Einzelkorn- und Krümelstruktur als Lagerungsform der Bodenteilchen haben wir schon gedacht und hätten nur noch hinzuzufügen, daß die letztere die Lagerungsform der fruchtbaren Böden ist, und man infolgedessen alles zu unternehmen hat, was die Krümelstruktur fördert. Hierhin sind zu rechnen die ausflockende[1]) Wirkung von Elektrolyten in Gestalt von Salzlösungen und insbesondere des Kalkes, ferner alle Einflüsse, die geeignet sind, Volumveränderungen des Bodens durch physikalische Vorgänge hervorzurufen. Unter natürlichen Verhältnissen sorgen Wasser, Schnee und Eis, Hitze und Frost für das Zustandekommen derartiger Prozesse, künstlich führt sie der Mensch durch die Bodenbearbeitung herbei. Aber auch biologische Einflüsse mannigfachster Art nehmen daran teil, nicht nur in Gestalt der Einwirkung der Pflanzenwurzel, sowie ganz allgemein der organischen Substanz (Stallmist) auf den Boden und der grabenden und wühlenden Tätigkeit höherer Tiere, sondern ganz besonders auch als Ausfluß der Lebenstätigkeit niederer Kleinlebewesen. An dieser Stelle interessieren uns in erster Linie die auf mechanische Art erzeugten Volumveränderungen.

Trocknen z. B. ton- und humusreiche Bodenarten ein, mit welchem Vorgange eine starke Volumverringerung verbunden ist, so führt dies zu einem Aufreißen des Bodens unter Spaltenbildung und späterer Brockenentwicklung mit nachfolgender Umlagerung und Krümelbildung des Bodens. Der Frost läßt im Winter die großen Erdschollen zerfallen und in Krümel übergehen[2]), indem die Ausdehnung des Wassers beim Gefrieren die Krümelbildung begünstigt. Die landwirtschaftliche Praxis macht bekanntermaßen weitgehendsten Gebrauch hiervon.

Aufgehoben wird die Krümelstruktur durch Auslaugung des Bodens mit Wasser, indem die auflockernd wirksamen Salze zur Fortfuhr ge-

[1]) Vergl. S. 183, 187 und 189.

[2]) Vergl. u. a. E. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphysik. 20. 1897. S. 198. W. Czermak, Ein Beitrag zur Kenntnis der Veränderungen der sogenannten physikalischen Bodeneigenschaften durch Frost, Hitze und Beigabe von Salzen. Merseburg 1911 und P. Ehrenberg, Bodenkolloide. S. 157.

langen und auch die mechanische Wirkung der auffallenden Regentropfen einen dahingehenden Einfluß ausübt. Verminderung des Kalkgehaltes im Boden, die Entstehung von Soda, sowie eine unzweckmäßige Bodenbearbeitung können das gleiche, für die praktische Landwirtschaft so überaus unerwünschte, Verhalten zeitigen. Die Wirkung des durch die Düngung dem Boden verabreichten Chilesalpeters ist wohl eines der bekanntesten in dieser Richtung liegenden Beispiele. Als „Verschlämmung" oder „Dichtschlämmen" des Bodens ist dieser Vorgang sehr gefürchtet.

Zwar kommt die Krümelbildung allen Böden zu, doch erlangt sie bei den schweren Böden die größte Bedeutung, da ihr Fehlen dortselbst die nachteiligsten Folgen für die Wasser- und Durchlüftungsverhältnisse nach sich zieht. Zudem ist zu beachten, daß die in physikalischer Beziehung extremsten Bodenarten, wie reiner Ton und Sand, am schwierigsten in Krümelstruktur gebracht zu werden vermögen, aber am leichtesten in die Einzelkornstruktur übergehen.

Was die Lagerung der Böden im natürlichen Zustande anbetrifft, in welchem Falle wir wohl vom „gewachsenen Boden" sprechen, so hat sich gezeigt, daß die oberste Schicht stets am lockersten lagert, soweit es sich wenigstens um Waldböden handelt[1]). Mit der Tiefe nimmt die Dichtigkeit der Lagerung zu, desgleichen zeigen alle unter dem Einfluß von Gewässern stehende Böden eine sehr dichte Lagerung. Auch bei Ackerböden ist der Teil, der unter der Pflugsohle liegt, sehr dicht.

Mit der Lagerung des Bodens steht nun weiter eine Größe in allernächster Beziehung, die für die Wasser- und Luftbewegung im Boden von ausschlaggebender Bedeutung ist. Es ist dies das sogen. Hohlraumvolumen oder Porenvolumen des Bodens. Diese Größe ist unmittelbar durch die Lagerung der Bodenteilchen, sowie ihre Größe und Gestalt gegeben, und zwar nach Mitscherlich[2]) hiervon in folgender Weise als abhängig anzusehen:

„1. Das Hohlraumvolumen ist bei gleicher Gestalt, bei gleicher Größe und bei gleicher Lagerung der festen Bodenteilchen vollkommen unabhängig von der absoluten Größe derselben.

2. Es wird bei gleicher Gestalt und gleicher Größe der festen Bodenteilchen lediglich bedingt durch ihre Lagerung.

3. Bei verschiedener Größe und verschiedener Gestalt der Bodenteilchen muß die Größe des Hohlraumvolumens einmal durch die Mischung der Teilchen und ferner durch ihre zufällige Aneinanderlagerung gegeben sein."

Dennoch liegen, worauf Mitscherlich gleichfalls aufmerksam macht, die Beziehungen zwischen Wasserhaushalt und Hohlraumvolumen nicht

[1]) E. Ramann, „Die Waldstreu", Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen. 1898. S. 451.
[2]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 123.

so einfach, wie dieses aus obigem hervorgehen könnte, denn letzten Endes bestimmt nicht die Größe, sondern die Gestalt des Hohlraumvolumens das Wasserfassungsvermögen oder die Wasserkapazität eines Bodens.

Auf die spezifischen Gewichte oder Dichten der einzelnen mineralischen Bodenbestandteile ist gelegentlich der Besprechung der gesteins- und bodenbildenden Minerale hingewiesen worden. Ihre Kenntnis ist für die praktische Bodenkunde nur von untergeordneter Bedeutung, lediglich für die Ermittelung des Volumgewichtes des Bodens kommen sie in Frage. Das spezifische Gewicht der meisten Mineralböden liegt zwischen 2,6 und 2,7, mit der Zunahme von organischer Substanz wird es geringer, sodaß es im Torf nur noch den Wert 1,3—1,5 erreicht. Die Volumgewichte der sogen. „gewachsenen Böden", und ihre Kenntnis ist nur von praktischem Wert, sie liegen infolge der Lagerungseinflüsse jedoch erheblich tiefer, nämlich zwischen 1,2 und 1,5.

Die Kohäsion, von der auch schon kurz gesprochen wurde, besitzt für die Bearbeitbarkeit der Böden unzweifelhaft Bedeutung. Der Untersuchung und Bestimmung der Druckfestigkeit des Bodens ist daher auch von jeher größtes Interesse entgegengebracht worden[1]). Die Festigkeit des Bodens oder des Zusammenhaltes der Bodenteilchen wächst im trockenen Zustande im allgemeinen mit der Zahl der Berührungspunkte, d. h. um so mehr, je kleiner die Korngröße wird. Nicht allein der Gegenwart kolloider Teilchen ist die Kohäreszenz des Bodens zuzuschreiben, jedoch die Humuskolloide sind zumeist von geringem Einfluß. Im feuchten Zustande des Bodens verschieben sich aber die Erscheinungen, und zwar deshalb, weil die Kohäsion des Wassers an und für sich nur gering ist und der Einfluß des Wassers verschieden ausfällt, je nachdem, ob der Boden eine höhere oder geringere Kohäsion als das Wasser hat. Ist sie geringer, so ist die Kohäsion und mit ihr die Druckfestigkeit des Bodens im feuchten Zustande höher als im trocknen und umgekehrt, wie dieses ohne weiteres aus dem Vermögen, feuchte Sande und feuchte Humusbestandteile formen zu können, hervorgeht, während sie im trocknen Zustande zerfallen.

Diese Erscheinungen und diejenigen der Adhäsion sind insbesondere von A. Atterberg und S. Johannsen[2]) unter der Bezeichnung Kon-

[1]) G. Schübler, Grundsätze der Agrikulturchemie. 1838. 2. S. 74. F. Haberlandt, Wissenschaftl. prakt. Untersuchung auf d. Geb. d. Pflanzenbaus. 1875. 1. S. 22. Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphysik. 1878. 1. S. 148. H. Puchner, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphysik. 1889. 12. S. 195. I. Hazard, Landw. Jahrb. 1900. S. 892 u. Landw. Vers.-St. 60. S. 470. A. I. van Schermbeck, Forstwiss. Zentralbl. 1902. S. 115. A. Atterberg, Intern. Mittlg. f. Bdk. 1911. 1. S. 10 u. 1912. 2. S. 175.

[2]) A. Atterberg, Über die physikalische Bodenuntersuchung. Intern. Mittlg. f. Bdk. 1911. 1. S. 1. Die Plastizität der Tone. Ebenda. 1911. 1. S. 4. Die Plastizität und Bindigkeit liefernden Bestandteile der Tone. Ebenda. 1913. 3. S. Johannsen, Konsistenzkurven der Mineralböden. Ebenda. 1914. 4. S. 418.

sistenzerscheinungen des Bodens studiert worden. Sie haben zur Aufstellung der Begriffe Plastizitäts-, Fließ-, Klebe- und Ausrollgrenze eines Bodens geführt, und es zeichnen sich die diesbezüglichen Untersuchungen dadurch aus, daß sie ohne jegliche Apparatur zur Durchführung gelangten. Lediglich die einfachen Sinneswahrnehmungen vermittelst des Auges und Tastsinnes werden zu diesem Zweck herangezogen und die Ergebnisse in Gestalt von Konsistenzkurven zur Darstellung gebracht. Daß dagegen der Einfluß von Salzen, Kalk und Humusstoffen, je nach ihrer lockernden oder verdichtenden Einwirkung auf den Boden, von wesentlicher Bedeutung für die Kohäreszenz der Böden ist, braucht nach den früheren Erörterungen wohl kaum besonders betont zu werden.

Wie schon erwähnt, hängt die Bearbeitbarkeit des Bodens von der Kohäsion des Bodens ab, doch macht sich hierbei auch noch die Reibung der gegeneinander verschobenen Bodenteile geltend, ebenso, wie die schon oben erwähnte Adhäsion der Bodenteilchen zu den der Bearbeitung dienenden Instrumenten mit in Frage kommt. Hier gilt die Regel, daß Kohäsion des Bodens und Bearbeitbarkeit desselben im umgekehrten Verhältnis zueinander stehen, und „daß die Adhäsion des Bodens unter sonst gleichen Verhältnissen um so geringer ist, je glatter die Oberfläche der Werkzeuge und um so kleiner ihre angreifende Fläche ist“ [1]). Es mag hier schließlich, eigentlich allerdings wohl als überflüssig, noch erwähnt sein, daß die sich in der praktischen Landwirtschaft eingebürgerte Bezeichnung „leichte“ und „schwere“ Böden auf die leichte oder schwierige Bearbeitung eines Bodens zurückgeht und nicht etwa in Beziehung zum Gewicht des Bodens steht.

Wenn wir nun noch zum Schluß dieses Kapitels auf die Ursachen der verschiedenen Färbung der Bodenarten kurz hinweisen, so dürften wir wohl in großen Zügen die charakteristischen Merkmale des physikalischen Bodenzustandes hervorgehoben haben, denn auch in der Farbe des Bodens handelt es sich um eine physikalische Größe, wenngleich dieselbe auch, wie wir sofort erfahren werden, durch die stoffliche (chemische) Natur der Bodenkonstituenten bedingt wird, sodaß diese Körper letzten Endes ihre Farbe einem physikalischen Zustande verdanken.

Der Quarz, Kalk und auch der reine Ton, die als die vorwiegendsten Bestandteile des Bodens zu gelten haben, sind mehr oder weniger farblos, sodaß Böden mit alleiniger, bevorzugter Anteilnahme dieser Körper, zumal bei feiner Verteilung derselben und damit verbundener, totaler Lichtreflexion weiß erscheinen. Dunkle oder farbige Gemengteile, wie z. B. Augite, Hornblenden, Glimmer und Feldspate, genügen schon in geringer Menge, um solchen Böden eine abweichende Färbung zu verleihen. Zur Hauptsache sind es aber Eisenverbindungen und Humusstoffe, die

[1]) Vergl. E. Ramann, Bodenkunde. 1911. S. 313.

die Farbentönungen des Bodens verursachen, und auch hier gilt der Satz, daß hierfür im allgemeinen nur eine geringe Beteiligung derselben erforderlich ist. Eisenoxydulverbindungen erzeugen grüne, Eisenoxydverbindungen gelbe und rote (Kreß) Farben. Mit dem Grade der Verwitterung herrschen die letzteren vor. Braune Farben werden außer durch Humus auch durch wasserhaltige Eisenoxydsilikate hervorgerufen. Mit der Anteilnahme von Humus nimmt die dunkle bis schwarze Farbentönung zu. Der Gehalt an Wasser, der Einfallswinkel der Lichtstrahlen wie desgl. andere optische Phänomene spielen für die Färbung der Böden in ihrem Auftreten in der Natur eine große Rolle, die bisher aber noch wenig erkannt und studiert worden ist. Alle diese letzteren Einflüsse machen sich besonders bei dem Zustandekommen der Färbungen der Roterden und Gelberden geltend.

Kapitel 2

Das Verhalten von Wasser, Luft und Wärme zum Boden

Blicken wir auf die Mitscherlichsche Bodendefinition zurück, so zeigen sich Luft und Wasser als integrierende Bestandteile des Bodens, und auch die Wärme erweist sich als eine für die Pflanzenproduktion notwendige, dem Boden zugehörige Größe. Sind wir nun auch nicht gewillt, von diesem Standpunkt aus Wasser, Luft und Wärme zu bewerten, so müssen wir doch der wichtigen Wechselbeziehungen gedenken, die zwischen Boden, Wasser, Luft und Wärme bestehen, und die für die Natur des Bodens wie auch als Standort der Pflanzen von hervorragender Bedeutung sind.

Auf die hydrolytische Tätigkeit des Wassers ist daher die Einwirkung des Wassers auf den Boden einschließlich Bodenbildung keineswegs beschränkt, sodaß wir uns noch weiter mit dem Einfluß dieses in der Natur so wichtigen und wirksamen Umbildungsmittels wie auch Vegetationsfaktors zu beschäftigen haben.

Fangen wir mit dem Wasser an! Von ihm können wir zunächst als allgemein gültig aussagen, daß das im Boden enthaltende und sich dort bewegende Wasser niemals reines Wasser ist, sondern infolge der aus den Bodenbestandteilen durch Lösung aufgenommenen Salze eine stets mehr oder weniger schwache Salzlösung darstellt. Von dieser Wassermenge des Bodens im ganzen spricht man als von Bodenwasser oder Bodenfeuchtigkeit. Nach der Art seiner Verteilung im Boden und seinem physikalischen Verhalten zum Boden kann man mit Ramann drei Formen desselben unterscheiden. Erstens das hygroskopische Wasser, das uns schon von der Bodenhygroskopizität her bekannt ist, es ist dies das dem Gehalte der trockenen Böden an Wasser entsprechende Wasser. Dieses Wasser wird durch physikalische Oberflächenanziehung der Bodenteilchen festgehalten, doch verändert sich seine Menge mit dem jeweilig herrschenden Dampfdruck der umgebenden Luft. Starke Molekularkräfte binden dieses Wasser, sodaß es auch den Pflanzen nicht zugänglich ist. Sinkt der Wassergehalt eines Bodens auf die 2—3 fache Menge des Hygroskopizitätswertes herunter, so tritt schon ein Absterben der Vegetation infolge Verdorrens ein, wobei zu

berücksichtigen ist, daß diese Wassermenge entsprechend der Bodenart eine recht verschiedene ist[1]). Zweitens haben wir das Kapillar- oder Haftwasser zu unterscheiden. Wir haben darunter den Anteil des im Boden befindlichen Wassers zu verstehen, der gleichfalls von Oberflächenkräften gehalten, der Schwerkraft Widerstand leistend, nicht nach unten absinkt, sondern im Boden erhalten bleibt. Allerdings verdunstet das Kapillarwasser, wenn die Luft nicht völlig mit Wasserdampf gesättigt ist. Schließlich ist das Senk- oder Sinkwasser zu nennen, das durch Einwirkung der Schwerkraft nach unten absickert, sodaß eine grundsätzliche Verschiedenheit zwischen Haft- und Senkwasser eigentlich gar nicht vorhanden ist, und es sich somit in diesem Wasser vielmehr um das im Boden gewissermaßen frei bewegliche Wasser handelt, das entweder durch Oberflächenkräfte angezogen oder durch die Schwerkraft beeinflußt wird.

Das Haftwasser überzieht alle Bodenteilchen, indem es sich an das hygroskopische Wasser anlagert und sich an den Berührungspunkten der Bodenkörper ansammelt. Verdunstung und Aufnahme von Wasser durch die Pflanzen stören aber jederzeit, wenn auch nur vorübergehend, diesen Gleichgewichtszustand, da zu den Stellen des Verbrauches wieder Wasser hinzutritt und ein neues Gleichgewicht, allerdings unter verringerter Wassermenge, zustandekommt. Die Schnelligkeit des Ausgleiches erfolgt entsprechend der vorhandenen Stärke der Wasserschicht. Die Geschwindigkeit des Absinkens oder Sickerns des Bodenwassers hängt im wesentlichen von der Reibung des Wassers im Boden ab.

Was nun aber besonders wichtig ist, ist der Umstand, daß infolge obiger Verhältnisse das Wasser nach jeder Richtung hin im Boden wandern kann. Korngröße und kapillares Gefälle bestimmen in der Hauptsache die Geschwindigkeit des Zufließens. Der nach unten oder nach oben gerichtete Wasserstrom ist wohl die wichtigste Folgeerscheinung, aber die nach allen Richtungen hin stattfindende Wasserbewegung lehrt uns, größte Vorsicht bei der Anlage von Feldversuchen walten zu lassen, damit nicht bei unmittelbarem Nebeneinanderliegen von extrem verschieden gedüngten Parzellen durch den seitlichen Wasserstrom Düngesalze in die Nebenparzellen ein- oder austreten. Man kann sich aber durch Anlage von sogen. Schutzstreifen zwischen den einzelnen Teilstücken gegen derartige Einflüsse mit Erfolg schützen.

Der Wasseraufstieg, der von unten nach oben erfolgt, wird zwar durch die im Boden wirksamen Kapillarkräfte, von denen noch später die Rede sein wird, angebahnt, hat aber seine Ursache in der an der Oberfläche des Bodens in Wirksamkeit tretenden Verdunstung, indem die aus den obersten Schichten des Bodens durch diesen Vorgang ent-

[1]) Vergl. Th. Pfeiffer u. E. Blanck u. K. Friske, Der Einfluß verschiedener Vegetationsfaktoren, namentlich des Wassers usw. Landw. Vers.-Stat. 1913. 82. S. 237.

fernte Feuchtigkeit aus den unteren Schichten einen Ersatz findet. Hinsichtlich des gesamten Vorganges können wir bisher mit Sicherheit aussagen, daß die feuchte Bodenoberfläche ihre Feuchtigkeit nach Maßgabe des herrschenden Sättigungsdefizits an die Luft abgibt, und daß die Geschwindigkeit, mit der dieses erfolgt, sich als abhängig von der Temperatur des Bodens, der kapillaren Leitfähigkeit des Bodens, der gegebenen Windstärke und dem Bestande der wasserverbrauchenden Pflanzen auf dem Boden erweist. Außer dieser durch vorstehend genannte Faktoren zur Auslösung gebrachten Verdunstung vollzieht sich unter dem Einfluß der Diffusion des Wasserdampfes in der Atmosphäre noch eine weitere Verdunstung von Feuchtigkeit. Sie wird von der Bodentemperatur stark beherrscht.

Das Sink- oder Sickerwasser sammelt sich in Gestalt des Grundwassers auf undurchlässigen Bodenschichten, insbesondere Tonschichten, an. Im allgemeinen handelt es sich in diesem Wasser um diejenige Menge des Bodenwassers, die bei zu reichlicher Zufuhr aus der Atmosphäre zum Boden, von diesem nicht mehr aufgenommen werden kann, jedoch ist es nicht einmal erforderlich, daß das Grundwasser immer dem hangenden Boden entstammt.

Da das aus der Atmosphäre niederfallende Wasser chemisch fast rein ist, so wird es sich bei der Berührung mit den Bodenbestandteilen mit löslichen Stoffen zu sättigen trachten, jedoch zu einem solchen Zustand kann es nicht kommen, nur zu einem Gleichgewichtszustand zwischen Wasser und angreifbaren Teilen des Bodens in Gestalt einer, wie schon erwähnt wurde, schwachen Salzlösung. Diese wirkt nun auf die Bodenschichten ein, aber dem Grade nach geringer, wenn auch wohl Austauschreaktionen schon mit in Frage kommen. Trotzdem wird der Boden von oben nach unten ausgewaschen, indem die angreifbaren Bestandteile gelöst werden, deren Absatz erst in tieferen Bodenschichten infolge chemischer Umsetzungen geschehen kann. Vollzieht sich solches nicht, so treten die gelösten Stoffe in das Grundwasser ein und sind damit für immer dem Boden entzogen.

Demgenüber macht sich der aufsteigende Wasserstrom der Auswaschung entgegengesetzt geltend. Auch in ihm haben wir es zwar mit einer schwachen Salzlösung zu tun, jedoch die Wassermenge, die die gleiche Salzmenge nach oben wie der absinkende Strom nach unten befördert, ist eine bedeutend geringere, wobei allerdings die Möglichkeit eines sehr wechselnden Salzgehaltes der verschiedenen Bodenschichten besteht. Besonders karbonathaltige Lösungen der tieferen Schichten bedürfen nur wenig Feuchtigkeit zur Zirkulation nach oben, und in den oberen Schichten stellt sich bei fortgesetzt stattfindender Verdunstung des Wassers eine starke Konzentration der Karbonate und damit Ausscheidung derselben ein, zumal der geringere Gehalt der oberen

Schichten an Kohlensäure die Ausscheidung der Karbonate begünstigt. Gipskrusten, Kalkkrusten, Ausblühungen von Salzen verschiedenster Art nehmen in ariden Gebieten auf diese Weise ihre Entstehung[1]).

Wie wir gesehen haben, kommt das Benetzungswasser (hygroskopisch gebundene Wasser) für die Pflanze nicht in Frage, sondern nur das frei sich im Boden bewegende Wasser. Jedoch nach Mitscherlich[2]) kann auch der Teil des Kapillarwassers unerreichbar für die Pflanze werden, der von den Bodenteilchen derartig festgebunden und angezogen wird, daß ihn die Pflanzen nicht mehr aufzunehmen vermögen. Allerdings kommen nur solche Bodenteilchen für diesen Vorgang in Betracht, die als Salze anzusehen sind und dementsprechend genügend stark hygroskopisch sind, um solches zu bewirken. Wir können uns nicht des Eindrucks erwehren, daß es sich hier nicht mehr um eigentliche Bodenbestandteile handelt, sondern höchstens um mit der künstlichen Düngung in den Boden gelangte Substanzen. Freilich liegen unter den soeben erst gedachten Verhältnissen der Salzböden die Dinge etwas anders.

Die Menge des kapillar gebundenen Wassers im Boden und seine Verteilung in ihm bedarf nun aber noch unserer näheren Einsicht, und zwar nicht nur für die praktischen Verhältnisse der Bereitstellung und Abgabe des Wassers an die Pflanze, sondern auch in Hinsicht auf die Mechanik des ganzen Vorganges. Das Hohlraumvolumen des Bodens ist hierfür maßgebend, aber doch nur in dem Sinne, daß es nicht die Größe desselben an sich ist, sondern vielmehr seine Gestalt, die die Wasserfassung bedingt. Denn ein gleich großes Hohlraumvolumen, verursacht durch gleiche Lagerung gleich großer kugelförmiger Bodenteilchen, wird gegenüber einem solchen von gleicher Größe, aber von geringer Weite der Hohlräume, bedingt durch die Gestalt der Bodenkörner, viel weniger Wasser fassen und festhalten, sodaß u. U. bei grober Korngröße, wie z. B. bei einer solchen von der Größe von Steinchen, gar kein Wasser gehalten wird, während mit der Engheit der Hohlräume das Vermögen des Wasserhaltens zunimmt, da nunmehr die kapillaren Kräfte in Aktion treten, was vorher nicht möglich war. Solches wird aber um so mehr der Fall sein können, wenn die Gestalt der Bodenteilchen eine derartige wird, daß die Bildung enger Zwischenräume gewährleistet ist. Wir erkennen also, daß es die schon mehrmals betonte Gestalt des Bodenhohlraumvolumens ist, die zur Hauptsache das Wasserfassungsvermögen, die wasserfassende Kraft, bezw. die Wasserkapazität des Bodens regelt. Die Gestalt des Hohlraumvolumens ist aber nicht nur eine Folge der Gestalt der Bodenkörner

[1]) Vergl. E. Blanck, S. Passarge und A. Rieser, Über Krustenböden und Krustenbildungen. Chemie der Erde. 2. 1926. S. 348.

[2]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 122.

und Teilchen, sondern auch der Mischung der einzelnen Bodenkonstituenten untereinander.

Je kleiner die Kugeln — bei Annahme solcher im Boden als Bodenteilchen — sind, um so größer ist die Oberfläche in der Volumeneinheit und demzufolge gleichfalls die Oberfläche des Hohlraumvolumens und damit schließlich auch die Wasserkapazität. Denn wenn auch mit Zunahme der Kugeln die Größe des Hohlraumvolumens wächst, so vermindern sich doch die Oberfläche und desgleichen mit ihr die Kapillarräume des Bodens, welche allein imstande sind, das Wasser in sich aufzuspeichern und zu halten.

Nach den bereits gepflogenen Auseinandersetzungen erscheint es sehr einleuchtend, daß das Vermögen des Wassers im Boden aufzusteigen — d. h. kapillar gehoben zu werden — ganz allein von der Größe — Engigkeit — des Hohlraumvolumens abhängt. Und in der Tat, je enger die Hohlräume des Bodens sind, um so höher vermag das Wasser zu steigen und sich aber auch nach den anderen Seiten hin zu verteilen. Aber was die Zeitdauer dieses Vorganges anbelangt, so wird er um so langsamer vonstatten gehen, als die Hohlräume enger sind, weil die Reibung des Wassers an der Oberfläche der Bodenteilchen um so größer wird. Dort aber, wo das Hohlraumvolumen zu eng, die Reibung zu stark wird, dort kann schließlich überhaupt keine Wasserbewegung mehr stattfinden. Ganz strenge Tonböden zeigen diese Erscheinung, hier hört die Wasserleitung auf, sie sind praktisch undurchlässig geworden, wie dies auch das Experiment lehrt.

Zum Verständnis der für das Zustandekommen des Wasseraufstiegs gültigen Gesetzmäßigkeiten müssen wir jedoch etwas weiter ausholen und auf uns schon bekannte Dinge zurückgreifen[1]). Aus der „Chemie" her ist uns bekannt, daß jeder einheitliche „stoffliche" Körper aus gleichartigen, kleinsten Teilen aufgebaut zu denken ist. Wir sagen: er besteht aus Molekülen. Diese wirken nun aber bekanntlich gegenseitig aufeinander ein, d. h. sie ziehen sich gegenseitig an und die Kraft, welche dieses Verhalten ausübt, nennen wir, wie schon einmal hervorgehoben, Kohäsion der Teilchen. Infolge der verschiedenen Größe und des wechselnden Abstandes der Teilchen in den verschiedenen Stoffen ist die Anziehungskraft der einzelnen Stoffe untereinander sehr verschieden. Treten somit zwei Substanzen gegenseitig in Berührung, so werden sie sich, beziehungsweise ihre Moleküle, an den Berührungsflächen anziehen, und falls die Möglichkeit einer Formveräuderung dabei vorliegt, wie dies z. B. bei flüssigen Körpern besteht, so wird eine solche Platz greifen, und zwar um so mehr, je stärker die Anziehung der Moleküle des einen Stoffes auf die des anderen Stoffes ausgeprägt

[1]) Vergl. die näheren, eingehenden theoretischen Ausführungen bei Mitscherlich, a. a. O. S. 125.

ist. Somit wird unter Annahme des Vorhandenseins einer Flüssigkeit die Gleichgewichtslage derselben an der Stelle eine Störung erleiden, wo die Berührung beider Substanzen stattfindet, und zwar ganz gleichgültig, in welchem Aggregatzustand der begrenzende Körper sich befindet. Es geschieht dies aus dem Grunde, weil die angrenzende Substanz eine geringere oder größere Anziehung auf die Moleküle der Flüssigkeit ausübt, als diese letzteren auf sich selber, d. h. „die Adhäsion der betreffenden Substanz zu einer Flüssigkeit ist geringer oder größer als die Kohäsion der Flüssigkeit".

Befindet sich nun das Wasser in sehr engen Röhren — Kapillarröhren — wie dieses im Boden wohl zumeist der Fall ist, so überwiegt die Anziehungskraft der festen Bodenbestandteile zur Flüssigkeit die Kohäsion der Flüssigkeitsteilchen, und die Folge davon ist ein Benetzen und Aufsteigen oder Emporziehen der Flüssigkeitsmoleküle, und da die Flüssigkeitsoberfläche nur sehr klein ist, so wird die ganze Flüssigkeit in die Höhe gezogen — kapillar gehoben. —

Steig- oder Hubhöhe nennt man die Höhe, bis zu der das Steigen des Wassers erfolgt, sie hängt von dem Durchmesser der Röhren ab. Das Gewicht der durch die Adhäsionskräfte emporgehobenen Wassersäule hält der Anziehung der Adhäsionskräfte die Wagschale. Infolge der Ungleichartigkeit des Bodens, sowohl in Hinsicht auf die Bodenteilchen als solche wie auch auf ihre schlechte Mischung, verschiedene Krümelung und Lagerung, sind jedoch den Kapillaritätsgesetzen im Medium Boden enge Grenzen gezogen. Bei Rücksichtnahme auf die im Boden vorkommenden „inneren Hohlräume" intermizellarer Natur oder wabenartigen Aufbaues gestalten sich die Verhältnisse noch verwickelter. Auch möge noch erwähnt sein, daß der Übertritt des Wassers aus engen in weitere Kapillarröhren nur unter gewissen Verhältnissen stattfindet, sodaß z. B. Humussubstanzen nicht ohne weiteres ihr Wasser abgeben, sondern dem Boden erhalten.

Die Schnelligkeit, mit der das Wasser steigt, nimmt mit der erreichten Steighöhe ab, was als eine Folge der immer größer gewordenen Reibungsfläche anzusehen ist. Auch die Bodentemperatur hat ihren Einfluß dabei, insofern mit ihrer Zunahme die spezifische Zähigkeit des Wassers abnimmt, sodaß das Wasser bei höherer Temperatur nicht so hoch aufsteigen, wohl aber den Boden schneller durchlaufen wird.

Eine bei manchen Böden, insbesondere Torfböden, beobachtbare Erscheinung von dem Grade nach sehr verschieden starker Ausbildung ist die Eigenart ihrer Unbenetzbarkeit, d. h. ein vollkommen trockener Boden nimmt u. U. kein Wasser in sich auf, sondern hinzugeführtes Wasser läuft von seiner Oberfläche ab. Früher hat man diese Erscheinung in Verbindung mit einem gewissen Harzgehalt des Bodens bringen wollen, jedoch hat es sich gezeigt, daß es Lufthüllen sind, die

solches verursachen, indem sie die kleinsten Bodenteilchen umgeben und deren Adhäsion zum Wasser stören und aufheben[1]).

Wir haben schon einmal darauf aufmerksam gemacht, daß der Gehalt eines Bodens an Wasser in der Natur bestimmt wird durch die Wasserzufuhr in Gestalt der atmosphärischen Niederschläge und der Wasserabgabe durch Verdunstung oder Absickerung zum Grundwasser. Die wasserfassende Kraft oder Wasserkapazität, von der gleichfalls schon die Rede gewesen ist, und das Wasserleitungsvermögen sorgen für die Regelung des Wasserhaushaltes, insonderheit für die Höhe des Wassers im Boden und beanspruchen daher gleichfalls unser Interesse.

Unter dieser Größe, auch wohl „Wasserführung" genannt, versteht man diejenige Wassermenge, die von der Gewichtseinheit oder Volumeinheit Boden aufgenommen werden kann, bezw. dauernd vom Boden festgehalten und vor dem Absickern bewahrt bleibt. Man drückt sie in Gewichts- oder Volumprozenten des trockenen Bodens aus. Die Wasserkapazität erweist sich, was nach den voraufgegangenen Erörterungen ohne weiteres klar erscheint, als abhängig von den Poren des Bodens, dem Hohlraumvolumen, als Folge der Korngröße, Gestalt und Lagerung der Bodenteilchen, die das kapillare Festhalten des Wassers bedingen, und von dem Gehalt des Bodens an quellungsfähigen Stoffen, also Bodenkolloiden. Diese Größe muß um so verschiedener ausfallen, je mächtiger die Bodenschicht oder Bodensäule ist, die zur Ermittelung herangezogen wird, und je nachdem, ob man sie in den oberen oder tieferen Lagen dieser Schicht oder Säule mißt, denn nicht nur die Kapillarkräfte, sondern auch die Schwerkraft macht sich dabei geltend. In den höheren Schichten sind die weiteren Kapillarräume nicht ganz von Wasser, sondern auch noch mit einem Teil Luft erfüllt. Man nennt diesen Zustand „funikulär". In den tieferen und besonders untersten Schichten ist aber eine volle Wasserführung, selbst noch in den weitesten Kapillaren, gewährleistet. Hier ist das Wasser „vollkapillar" vorhanden und keine Luft mehr zugegen. Diese Verhältnisse sind lange bekannt und haben dazu geführt, nach dem Vorgange von A. Mayer[2]) zwischen „größter" oder „voller" Wasserkapazität einerseits, und „kleinster" oder „absoluter" Wasserkapazität andererseits, zu unterscheiden. Die erstere

[1]) H. Puchner, Über Spannungszustände von Wasser und Luft im Boden. Wollnys Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphys. 19. 1896. S. 1. P. Ehrenberg und K. Schultze, Die Unbenetzbarkeit von Böden und feinen Pulvern. Kolloid-Zeitschr. 15. 1914. S. 183.

[2]) A. Mayer, Über das Verhalten erdartiger Gemische gegen das Wasser. Landw. Jahrb. 1874. S. 770; vergl. auch J. Dobrescu, Die Durchtränkung und Bewegung des Wassers im Sande. Zeitschr. f. Pflanzenernährung u. Düngung. A. 8. 1926. S. 81.

gibt den Zustand der höchsten Sättigung in niederen Bodenschichten oder Säulen wieder. Die natürlichen Verhältnisse des Bodenzustandes lassen aber die Sättigung der oberen Bodenschichten mit Wasser nicht zu, da man es in ihnen mit hohen Bodensäulen zu tun hat. Hier spielt also nur die „absolute" Wasserkapazität eine Rolle, die um so kleiner ausfällt, je mächtiger der Boden ist.

Wir ersehen daraus, daß es sich in der Wasserkapazität nicht um eine eigentliche Konstante handelt, trotzdem sie Kopecky[1]) als eine physikalische Größe dafür erklärt. Doch könnte dieses wohl nur dann der Fall sein, wenn, wie H. Puchner[2]) und vor ihm schon E. Ramann[3]) hervorheben, unter Wasserkapazität ein ganz bestimmtes Verhältnis des Bodens zum Wasser in besagter Richtung verstanden wird, wobei es sich nur um die Feststellung des durch kapillare Kräfte festgehaltenen Wassers handeln kann.

Die Abhängigkeit der Wasserkapazität von der Korngröße gibt ein Versuch Wollnys deutlich zur Wiedergabe. Er benutzte zerkleinerten Quarzsand von verschiedener Korngröße und fand[4]):

Korndurchmesser in mm:	1—2	0,50—0,25	0,17—0,11	0,07—0,01
Wasserkapazität in Vol.-%:	3,66	4,83	6,03	35,50

Wie dagegen Versuche des gleichen Autors mit Lehmpulver und Lehmkrümeln dartun, beeinflußt die Größe der Krümel die Wasserfassung fast gar nicht:

Korndurchmesser in mm:	0,0—0,25	1—2	2—4	4—6,75	6,75—9
	Lehmpulver	Lehmkrümel			
Wasserkapazität in Vol.-%:	42,91	31,51	32,62	32,32	32,15

Durch die Krümelung des Lehmbodens ist die Wasserkapazität, wie man sieht, um 1/4 ihres Wertes dem in Einzelkornstruktur befindlichen Lehm (Pulver) gegenüber vermindert worden, sodaß durch Überführung feinkörniger Bodenarten in die Krümelstruktur, wie solches durch Düngung (Kalkung) und Bodenbearbeitung in der Praxis erreicht werden kann, derartigen Böden ihr ungünstig wirksamer Wasserüberschuß genommen werden kann, wodurch sie bedeutend verbessert werden. Zieht man in Rücksicht, daß das Wasser in den Bodenkrümeln vorwiegend in den inneren Teilen kapillar gehalten wird, und somit die Krümel als eigene Behälter für Wasser, die nur an den Berührungspunkten mit anderen Krümeln in Verbindung stehen, erscheinen, so ist

[1]) J. Kopecky, Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Intern. Mittlg. f. Bdk. 4. 1914. S. 147.

[2]) H. Puchner, Bodenkunde für Landwirte. 1923. S. 354.

[3]) E. Ramann, Bodenkunde. 1911. S. 338.

[4]) Vergl. E. Ramann, Bodenkunde. S. 336 und 337.

es verständlich, daß durch die Krümelbildung eine Einschränkung der kapillaren Wasserbewegung erfolgt im Gegensatz zum Sickerwasser, das infolge der größer gewordenen Hohlräume eine Erleichterung in seiner Bewegung erfährt. Auch ergibt sich daraus, daß während Zeiten höherer Feuchtigkeit die nicht gekrümelten Böden besser in ihrem absoluten Wassergehalt als die gekrümelten gestellt sind. Da im dichtgelagerten Boden mehr Teilchen als im locker gelagerten vorhanden sind, wodurch sich Oberfläche und Anzahl der kapillaren Berührungspunkte vergrößern, so wird die Wasserführung gesteigert. Natürlich gilt solches nur für eine bestimmte Stärke der Dichtlagerung, denn verengen sich die Hohlräume zu sehr, so hört die Möglichkeit einer Wasserfassung ganz auf.

Damit kommen wir aber zu einer sehr wichtigen Feststellung, die Ramann[1]) schon mit folgenden Worten zusammengefaßt hat: „Jeder Boden hat bei bestimmter Lagerungsweise ein Optimum der Wasserführung, jede Lockerung wie Verdichtung wird dieses beeinträchtigen."

Aus diesem Grunde, wie überhaupt, läßt sich die Wasserkapazität eines Bodens nur recht schwer ermitteln, denn der zufällige Lagerungszustand, in dem sich der Boden befindet, übt einen zu großen Einfluß auf das Ergebnis aus. Nur unter der Voraussetzung, daß im genau gleichen Bodenvolumen die genau gleiche Gewichtsmenge Boden enthalten ist, kann man gleichwertige und bei Parallelversuchen übereinstimmende Resultate erhoffen. Der Einfluß der Lagerung wird durch nachstehende Versuchsbefunde bei einem lehmigen Sand[2]) deutlich vorAugen geführt:

Lagerung:	sehr lose	lose	etwas fest	fest	ganz fest
Wasserkap. in Gew.-%	134,0	126,5	120,5	89,4	58,5

Bezüglich der Bestimmung der Wasserkapazität sei auf die einschlägige Literatur verwiesen[3]). Ermittelungen im Freien unter den natürlichen Verhältnissen der Witterung haben erkennen lassen, daß der Gehalt des Bodenwassers im Frühjahr am größten ist und nach dem Herbst zu abnimmt[4]).

Dafür, daß Hygroskopizität und Wasserkapazität in gewisser Relation zueinander stehen, obgleich für die letztere keinesfalls allein die Bodenoberfläche verantwortlich gemacht werden kann, führt Mitscherlich[5]) nachstehende Zahlenwerte an:

[1]) Vergl. E. Ramann, Bodenkunde. S. 338.

[2]) Vergl. E. Blanck, Landw. Jahrb. 38. 1909. S. 734.

[3]) Siehe F. Wahnschaffe und F. Schucht, Anleitung zur wissenschaftlichen Bodenuntersuchung. 4. Aufl. 1924. S. 161—167.

[4]) E. Ramann, Untersuchungen über Waldböden. Forschungen auf dem Gebiete d. Agrikulturphysik. 11. S. 299 und Wassergehalt der Waldböden. Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen. 27. 1895. S. 334.

[5]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 138 und 139.

	Wasserkapazität in Gewichtsprozenten nach:				
	Schübler	Trommer	Wollny größte	Wollny kleinste	Hygroskopizität Gew.-%
Quarzsand .	25	26—32	29,1	19,4	0,0
Kalk . . .	95	80	—	—	1,0
Ton (Kaolin)	87	70	55,9	45,9	5—25
Humus . .	181	180	253,6	106,5	25—20

Bodenarten	Wasserkap. Gew.-%	Hygroskop. Gew.-%
Moorboden	126,0	17,0
Strenger Tonboden . .	80,9	14,0
Humusreicher Sandboden	52,8	4,2
Humoser Sandboden . .	23,1	1,8
Sandiger Lehmboden . .	20,2	1,6
Lehmiger Sandboden . .	21,9	1,3
Sandboden	18,8	0,9

Wir können dieselben durch eigene Bestimmungen unter Berücksichtigung des Gehaltes der Böden an Ton und organischer Substanz wie folgt ergänzen:

Hygroskop. Gew.-%	Wasserkap.- Gew.-%	Ton in %	organ. Substanz in %
1,6	20,8	4,3	2,1
1,7	23,3	3,7	3,0
2,8	28,5	9,9	3,7
4,0	33,1	9,7	4,2
4,3	31,8	12,2	4,0
5,7	30,4	19,1	4,5
6,7	36,0	19,4	9,6

Für die Verhältnisse der Praxis erweist sich die Kenntnis der durchschnittlichen Wasserführung eines Bodens vielleicht noch wichtiger[1]). Ramann versteht darunter diejenige Wassermenge, die der Boden von einem Niederschlag bis zum folgenden durchschnittlich enthält, die beim Beginn der Vegetation vorhanden ist und den Wasservorrat kennzeichnet, der der Vegetation vom Boden geboten wird. Diese Wassermenge ist nach ihm stets erheblich größer als die durch die Wasserkapazität wiedergegebene Menge, da es sich in ihr nicht nur um das Kapillarwasser, sondern auch um einen bestimmten Anteil von Senkwasser handelt. Man wird sich bezüglich dieser Wassermenge allerdings mit allgemeinen Feststellungen begnügen müssen.

[1]) E. Ramann, Bodenkunde. S. 339.

Was nun die Weiterleitung des Wassers von oben nach unten, vom Obergrund in den Untergrund, anbelangt, so hängt sie von der Durchlässigkeit des Bodens ab. Das Eindringen und Fortbewegen des Wassers geschieht um so schneller und leichter, je mehr Hohlräume der Boden besitzt und um so größer dieselben sind, mit einem Wort, je lockerer und gekrümelter der Boden ist. Korngröße, Gehalt an Kolloiden und Elektrolyten, Lagerung und Schichtung des Bodens bestimmen also auch hier letzten Endes den Gang der nach unten gerichteten Wasserbewegung, sodaß auch hier, gerade wie bei der Wasserkapazität, die Festigkeit in der Lagerung den Ausschlag gibt, wogegen die Mächtigkeit der Bodenschicht ganz zurücktritt. So ließ z. B. nach eigenen Versuchen ein und derselbe Boden (1500 g) während der gleichen Zeit im gelockerten 7500 und im dichten Zustande 2850 ccm Wasser hindurch[1]), und nach in Rothamsted ausgeführten Versuchen gingen als Mittelwert von 25jährigen Beobachtungen durch einen Boden in natürlicher Lagerung folgende Wassermengen hindurch[2]), sodaß die Bodenmächtigkeit von keinem Einfluß sein dürfte:

in 50 cm Tiefe . . .	376 mm	275 mm	101 mm
„ 100 „ „ . . .	399 „	292 „	107 „
„ 150 „ „ . . .	376 „	275 „	101 „

Schließlich erweist sich aber der Gehalt des Bodens an Wasser für die Schnelligkeit, mit der das Wasser aus dem Boden absickert, bestimmend, wenngleich dieser Einfluß auch im wesentlichen auf die Gegenwart von Luftblasen zurückgeführt werden muß, die im wasserreichen Boden entgegengesetzt dem wasserarmen Boden kaum noch eine Beweglichkeit besitzen, sodaß sich das Wasser nur noch den festen Wänden des Bodens entlang zu bewegen vermag.

Hiermit sind jedoch die abwechslungsvollen Einflüsse des Wassers auf den Boden noch keineswegs erschöpft, insbesondere haben wir nämlich noch über derartige zu berichten, die sich in Richtung auf die Wärmeverhältnisse des Bodens geltend machen.

Für die dem Boden durch die Sonne von außen zugeführte Wärme, die der Boden nur als Vermittler an die Pflanze weitergibt, kommen besondere Eigenschaften des Bodens in Frage, welche diese Übermittelung mehr oder weniger gut übernehmen. Hier handelt es sich dann allerdings im Sinne Mitscherlichs um wirkliche spezifische Eigenschaften des Bodens in bezug auf seine Wirkung als Energiespender. Als erste derartige Eigenschaft des Bodens sei seiner Farbe gedacht. Nach ihr richtet sich bekanntlich die Wärmeabsorption, insofern die dunkel gefärbten Böden eine solche mit dem Grade zunehmender Intensität der

[1]) Vergl. Landw. Jahrb. 38. 1909. S. 739

[2]) Siehe E. Ramann, Bodenkunde. S. 346.

Färbung unterstützen, die hellgefärbten dagegen, gleichfalls entsprechend ihrer Intensität, die Licht- und Wärmestrahlen reflektieren. Allerdings spielt auch die Bodenoberfläche, was nebenbei bemerkt sein möge, für die Aufnahme und Weiterleitung der Wärme eine Rolle, desgleichen die Bedeckung des Bodens mit Streu oder sonstigen Materialien, wovon die Praxis bekanntermaßen Gebrauch macht. Je farbloser der Boden und je feiner seine Bestandteile sind, um so mehr fallen die Lichtstrahlen einer totalen Reflexion anheim, aber, und dies ist der springende Punkt für die Bedeutung dieser Vorgänge in der Natur, die Feuchtigkeit, also das Wasser, setzt dieses Vermögen wesentlich herab, da im feuchten Boden keine vollständige Reflexion mehr stattfinden kann, weil er nunmehr durchscheinender geworden und im auffallenden Licht dunkler ist. Demzufolge wirkt das Wasser bei jedem Boden in Hinsicht auf das Verschlucken von Wärme fördernd.

Die Größe der Einstrahlungsfläche, die Neigung des Bodens sowie der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen, nämlich je senkrechter die Strahlen einfallen, und nicht zuletzt die Größe der der Atmosphäre ausgesetzten Erdoberfläche sind gleichfalls von größter Bedeutung für die Absorption der Wärme im Boden. Aber auch hier machen sich wieder die Feuchtigkeitsverhältnisse, also das Wasser, für den Ausfall der Erscheinung als bestimmend fühlbar. Je feuchter nämlich ein Boden ist, um so kleiner wird die der Oberfläche der einzelnen Bodenteilchen proportionale Erdoberfläche sein und sich schließlich mit der des reinen Wassers decken.

Für diese Verhältnisse kommt besonders, worauf noch hingewiesen sein möge, die spezifische Wärme des Wassers in Frage. Unter spezifischer Wärme eines Körpers versteht man nun ja bekanntlich diejenige Wärmemenge, welche notwendig ist, um die Temperatur von 1 kg desselben um 1^0 zu erhöhen. Da die spezifische Wärme des Wassers aber gleich 1 gesetzt wird, so ist diejenige der festen Erdoberfläche = 0,2. 1 kg eines trockenen Erdbodens gebraucht demnach für seine Erwärmung um 1^0 nur etwa $^1/_5$ der Wärmemenge, die für eine gleiche Temperaturerhöhung eines gleich großen Quantums Wasser bereitgestellt werden muß. Ferner ist aber zu berücksichtigen, daß die Strahlung nicht den gleichen Gewichtsmengen, sondern den gleichen Flächen dieselben Wärmequanten zuführt, sodaß infolgedessen trockener Erdboden zu einer Temperaturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Menge braucht, welche für die gleiche Temperaturvermehrung eines ebenso großen Wasservolumens erforderlich ist. Das Wassser wird also durch Zufuhr einer gleichen Wärmemenge viel weniger erwärmt und umgekehrt durch Abgabe gleicher Wärmemenge auch weniger abgekühlt, als der trockene Erdboden.

Außer durch die große spezifische Wärme des Wassers wirken ausgleichend auf die Temperaturverhältnisse alle diejenigen Vorgänge,

welche bei einer jeden Veränderung des Aggregatzustandes auftreten. Wir wollen hier auf diese Dinge nicht des Näheren eingehen, nur daran erinnern, daß beim Übergang des Wassers in Dampf, also bei der Verdunstung, Wärme verbraucht (gebunden, latent) wird, bei der Kondensation ist aber das Umgekehrte der Fall, und diese Erscheinungen werden sich auch bei den mehr oder weniger feuchten Böden geltend machen und somit auch den Wärmeenergie-Haushalt des Bodens beeinflussen.

Zu einem abschließenden Verständnis von der Wärmewirkung des Wassers gelangt man aber erst dann, wenn man auch die Temperaturverhältnisse der tieferen Schichten des Wassers berücksichtigt. Denn den festen Boden treffen und erwärmen die Sonnenstrahlen nur an der Oberfläche, dagegen in das Wasser vermögen sie tiefer, ja sogar ganz, einzudringen. Da nun aber hierdurch die oberste Wasserschicht nur einen Teil der zugeführten Wärme empfängt, so kommt der Rest den unteren, tieferen Schichten zugute und erhöht deren Temperatur. Bei den festen Schichten des Erdbodens ist solches nicht der Fall. Aber was für uns von Bedeutung ist, und was wir aus alledem abzuleiten haben, ist die wesentliche Tatsache, daß sich nasse Bodenarten in Hinsicht auf ihren Wärmeaustausch nicht mehr verschieden verhalten werden, da das Wasser für diese Verhältnisse gegenüber dem Boden maßgebend ist. Nur im trockenen Zustande kann hierin ein wesentlich verschiedenes Abweichen vorhanden sein.

Schließlich sei auch noch darauf hingewiesen, daß sich die Bearbeitung des Bodens und der den Boden bedeckende Pflanzenbestand von nicht zu unterschätzendem Einfluß auf die Wärmeaufnahme des Bodens zeigen, sodaß im letzteren Fall der Boden selber in seiner Anteilnahme fast gänzlich ausgeschlossen wird.

Im allgemeinen dürfen wir wohl über die Wasserkapazitätserscheinungen der Böden in bezug auf ihre Bodenkonstituenten aussagen, daß der Humus oder Humusboden derjenige Boden ist, der sich im trockenen Zustande am schnellsten, im nassen am langsamsten erwärmt. Beim Sand liegen die Verhältnisse gerade entgegengesetzt, er ist im trockenen Zustande am kältesten, im nassen am wärmsten. Lehm und Ton halten die Mitte. Ist der Wassergehalt aber ein mittlerer, so gleichen sich die Unterschiede der Bodenarten, die durch den stofflichen Charakter bedingt sind, aus.

Auch das Wärmeleitungsvermögen wird durch das Wasser, d. h. durch den jeweiligen Feuchtigkeitszustand des Bodens, stark in Mitleidenschaft gezogen, denn für die einzelnen Bodenkonstituenten ist diese Größe recht gering, für Luft ist sie weit kleiner, aber für Wasser demgegenüber bedeutend erhöht, sodaß der Feuchtigkeitsgrad allein ausschlaggebend für die Leitfähigkeit des Bodens wird, da bei Gegenwart

des Wassers die schlecht leitenden Luftschichten durch dieses verdrängt sind, wenn auch die Teilchengröße von Bedeutung ist, insofern als mit zunehmender Größe derselben die Leitfähigkeit wächst. Nur beim Humus und Wasser tritt keine nennenswerte Veränderung auf.

Aber nicht nur die Wärmeaufnahme und Leitung, sondern auch die Wärmeabgabe des Bodens an die Atmosphäre regelt die Bodentemperatur und damit zugleich die Wärmemenge, die den Pflanzen durch den Boden übermittelt wird. Die Wärmeabgabe des Bodens an die Außenwelt ist eine unter Wärmeemission des Bodens bekannte Erscheinung. Sie wird dann ausgelöst, wenn die Temperatur des Bodens höher als die der Luft ist, im übrigen hängt sie von gleichen Umständen wie die Wärmeabsorption ab, also von Oberfläche, Farbe usw. Die Verdunstung des Wassers aus den obersten Bodenschichten trägt wiederum besonders zu erheblicher Steigerung der Wärmeemission bei, sodaß wir auch diesen Vorgang wieder als vom Wasser in Mitleidenschaft gezogen erkennen. Die Wärmeemission erreicht unter besonderen Verhältnissen wohl eine solche Höhe, daß die obersten Erdschichten kälter als die umgebende Luft sind, sodaß das Wasser im Boden zu gefrieren vermag, während die Temperatur der Luft über dem Gefrierpunkt liegt. Eine weitere Verfolgung dieser Verhältnisse liegt jedoch nicht in unserem unmittelbaren Interesse, doch dürften wir wohl genugsam erkannt haben, welchen wesentlichen Einfluß das Wasser bei allen Vorgängen des Wärmehaushaltes des Bodens hat.

Sehr beachtenswert erweist sich der tägliche Gang und Wechsel im Gehalt an Wärme in den verschiedenen Bodenarten. Besonders J. Schubert[1]) hat diesbezügliche Feststellungen gemacht und sie graphisch zur Darstellung gebracht.

Wie man aus dem Verlauf seiner Kurven erkennt, zeigt sich der Wärmeaustausch im Granit doppelt so groß wie im Sandboden. Im Moorboden ist dies nur halb so stark der Fall wie im Sandboden. Dieses Verhalten ist vorwiegend als Folge der verschiedenen Wärmeleitungsfähigkeit genannter Bodenarten anzusehen, welche im Granit als dem besten Leiter die größten Wärmemengen bewegt. Ferner wird in der Oberfläche (Erdoberfläche) des Moorbodens ein Teil der zugeführten Wärme zur Wasserverdunstung bezw. Verdampfung verbraucht und findet infolgedessen keinen Eingang mehr in den Boden. Daß dabei der hohen spezifischen Wärme des Moorbodens, die ja fast die gleiche als die des Wassers ist, keine Wirkung auf einen höheren Wärmeumsatz zukommt, erscheint sehr lehrreich. Denn obgleich in der wasserreichen Moorerde bei gleichen Änderungen der Temperatur bedeutend

[1]) J. Schubert, Der jährl. Gang der Luft- und Bodentemperatur und der Wärmeaustausch im Erdboden. Berlin 1900 und der Wärmeaustausch im festen Boden usw. Berlin 1904.

größere Wärmemengen bewegt werden würden, als in den trockenen Bodenarten, so kommt es hierzu nicht, weil nur geringe Wärmemengen in den Moorboden eindringen.

Man sieht also, daß auch hier sehr viele Umstände mit im Spiele sind, die ihre Erklärung in den schon z. T. behandelten Verhältnissen finden. Jedenfalls erweist sich letzten Endes die Bodentemperatur als Ausdruck all' jener spezifischen Eigenschaften des Bodens, von denen wir gehört haben.

Sie wird von der Oberfläche aus bestimmt, denn diese nimmt die einstrahlende Wärme auf und gibt sie durch Leitung an die tieferen Schichten ab. Die Oberfläche des Bodens ist aber auch zugleich die ausstrahlende Bodenschicht. Erfahrungsgemäß liegt die Sache nun aber so, daß nicht mit Pflanzen bestandene Böden, selbst wenn sie in ihrer Zusammensetzung recht abweichend sind, bezüglich ihrer Durchschnittstemperaturen recht übereinstimmende Verhältnisse aufweisen. Jedoch nur bei der Heranziehung von Mittelzahlen tritt dies hervor. Wünscht man das diesbezügliche Verhalten der einzelnen Bodenarten zu erfahren, so muß man den Gang der täglichen oder doch monatlichen Temperatur verfolgen.

Wir können und wollen hier nicht der vielen in Betracht zu ziehenden Verhältnisse in Hinsicht auf die Regelung der Bodentemperatur gedenken. Als allgemeine Regel darf gelten, daß die Temperatur des Bodens zur Zeit der minimalen Erwärmung aus der Luft nur wenig geringer als die der tieferen Luftschichten ist. Dagegen zeigt sie sich während intensivster Sonnenbestrahlung um viele Grade höher als die Lufttemperatur. Die Amplitude der täglichen Schwankungen kann oft das doppelte bis dreifache der Lufttemperatur betragen.

Innerhalb der verschiedenen Bodenschichten vollzieht sich ein Temperaturausgleich. Es entsteht ein Temperaturgefälle von den wärmeren zu den kälteren Schichten. Am Tage und zur Sommerzeit hat dieses Temperaturgefälle zumeist die Richtung von der Erdoberfläche nach der Tiefe zu, während nachts und im Winter pflegt es von der Tiefe zur Oberfläche gerichtet zu sein. Da, wie wir erfahren haben, die Wärmeleitung des Bodens nur eine geringe ist, so gehört zu einem solchen Ausgleich längere Zeit und daher kommt es, daß mittlere Lagen unter Umständen die höchsten Temperaturen zu einer Tageszeit aufweisen, zu welcher die Erdoberfläche schon wieder starke Abkühlung erfahren hat. Gleiches trifft für größere Tiefen in bezug auf die Jahrestemperaturschwankungen zu. Dementsprechend — und dies dürfte das wichtigste Charakteristikum für den Ausfall der Bodentemperaturen sein — macht sich stets eine Verzögerung der höchsten und niedersten Temperaturen in den tieferen

Bodenschichten gegenüber dem Sonnenstande geltend, was wir hier aber im einzelnen nicht näher verfolgen, noch durch Zahlenbeispiele erhärten wollen.

In Anbetracht der Wärmemenge, welche der Boden der Pflanze zur Verfügung stellt, ist wohl der Grundsatz aufzustellen, daß diese vorwiegender durch das Wärmeabsorptions- und emissionsvermögen, als durch die spezifische Wärme und Wärmeleitung des Bodens erzeugt wird.

Des weiteren ist noch in Rücksicht zu ziehen, und zwar als ganz wesentlich in bezug auf den Wärmehaushalt des Bodens, daß Wärme- und Licht-Einstrahlung wie Ausstrahlung überhaupt nur solange in Frage kommen, als ein Boden noch in unmittelbarem Austausch mit der Atmosphäre steht. Mit dem Augenblick, von welchen ab ein Boden mit einer Pflanzendecke, sei es mit einer solchen von Kulturpflanzen oder von Waldbäumen oder dergl. bestanden ist, hat sich eine Isolierschicht gebildet und die gedachte Beeinflussung wird eine andere. Ähnliches gilt von einer Schneedecke, denn diese schützt z. B. den unterlagernden Boden, obgleich sie kälter ist wie dieser, vor Wärmeabgabe.

Der Einfluß der Bodenwärme auf die Vegetation ist genügend bekannt, er bedarf hier nicht der näheren Besprechung. In „kalten" Böden gelangt die Vegetation im Frühjahr spät zur Entwicklung. Kalte Böden sind zumeist nasse Böden, in ihnen ist Wärmekapazität, Wärmeleitung und Wärmeemission groß. Der warme Boden verhält sich in dieser Beziehung viel günstiger. Da nun aber die Vegetationszeit mit der Abnahme der Wärme aus der Atmosphäre in ihrer Dauer eng zusammenhängt, so muß die Vegetationszeit in „kalten" Böden kürzer als in „warmen" sein. Es können somit kalte Böden kulturell weniger ausgenutzt werden, was hinlänglich bekannt sein dürfte.

Andererseits kann man sich für gewisse Pflanzenkulturen die Verhältnisse der Bodenbeschaffenheit in bezug auf ihr Verhalten zur Wärme direkt zunutze machen, oder auch durch künstliche Eingriffe und Maßnahmen den Boden günstiger in dieser Beziehung gestalten, so z. B. durch Veränderung der Bodenfarbe mittels eines Zusatzes von Kohlepulver, Schieferstaub oder dergl. Materialien, wie solches bei Weinkulturen viel geübt wird.

Die Vorgänge der Wasserverdunstung im Boden sind bisher von uns nur kurz gestreift worden (S. 137), Die neueren Untersuchungen M. Helbigs und O. Rößlers[1]) haben nähere Einsicht in diese Verhältnisse gebracht. Früher wurde die Wasserverdunstung experimentell

[1]) M. Helbig und O. Rößler, Experimentelle Untersuchungen über die Wasserverdunstung. Allg. Forst- u. Jagd-Ztg. 1921.

sehr einfach in der Weise bestimmt[1]), daß man den Boden in Kästen einfüllte und durch Wägung den durch Verdunstung erhaltenen Wasserverlust ermittelte. C. v. Seelhorst[2]) stellte die Menge des Sickerwassers und die des Niederschlagswassers fest, die sich ergebende Differenz war die Menge des verdunsteten Wassers. Diese Untersuchungen, die zumeist im Laboratorium mit künstlich vorbereiteten Bodenproben erfolgten, konnten in keiner Weise den Ansprüchen genügen, die an sie zu stellen sind. Es ist daher zu begrüßen, daß M. Helbig eine Methode (Saugmethode) mit Verwendung komplizierterer Apparatur ausgearbeitet hat, die es gestattet, die Wasserverdunstung aus dem Boden unmittelbar im freien Lande zu studieren, indem er die Wasserdampfzunahme der Luft über dem natürlich gelagerten Boden ermittelt.

Die Wasserverdunstung des Bodens erweist sich als abhängig von meteorologischen Faktoren und solchen des Bodens selbst. Erstere sind als primäre Faktoren den zweiten oder sekundären Faktoren gegenüberzustellen. Es sind die Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftbewegung, der Luftdruck und die Sonnenbestrahlung, welche hier in Frage kommen. In Hinsicht auf ihre Anteilnahme am Verdunstungsvorgang ist zu bemerken, daß die Temperatur, die relative Luftfeuchtigkeit und die anfängliche Bodenfeuchtigkeit wohl die wichtigsten Faktoren sind, welche die Verdunstung regeln, wie dieses schon Harris[3]) zum Ausdruck gebracht hat.

Ganz besondere Aufmerksamkeit verlangt die Luftfeuchtigkeit; denn ein bestimmtes Luftquantum kann bei einer bestimmten Temperatur nur eine ganz bestimmte Menge Feuchtigkeit in sich halten und daher auch nur aufnehmen, d. h. ist die Sättigung oder maximale Spannkraft (E) des Wasserdampfes erreicht, so kann eine weitere Wasseraufnahme bei gleichbleibender Temperatur nicht mehr erfolgen. Damit ist nach Erreichung dieses Zustandes der maximalen Spannkraft eine Verdunstung ausgeschlossen. Der Sättigungsgrad muß daher für die Verdunstung ein wesentlicher Faktor sein. Je größer demnach das Sättigungsdefizit ist, um so größer ist die Verdunstung.

Wird die maximale Spannkraft des Wasserdampfes bei einer bestimmten Temperatur = E gesetzt und der vorhandene Dampfdruck bei dieser Temperatur = e, so ist E—e = dem Sättigungsdefizit und damit $\frac{e}{E}$ die relative Feuchtigkeit.

---

[1]) Schübler, Wollnys Forsch. a. d. Geb. der Agrikulturphys. 7. 1884 und Eser, Ebenda 1884.

[2]) C. v. Seelhorst, Die Bedeutung des Wassers im Leben der Kulturpflanzen. Journ. f. Land. 59. 1911. S. 259.

[3]) Harris, Journ. Agr. Res. 7. 1916.

E—e steht nun aber in ganz bestimmter Relation zur Verdunstung, nämlich nach Mitscherlich sind beide Größen einander proportional. Hann, Ramann und Gallencamp sind gleicher oder doch ähnlicher Ansicht.

Der Wind (Luftbewegung) sorgt dauernd für Fortschaffung des Wasserdampfes, das Defizit wird also durch ihn erhöht und damit die Verdunstung vergrößert, jedoch auch von dem Einfallswinkel des Windes wird sie beeinflußt. Was den Luftdruck anbelangt, so darf man sagen, die Verdampfungsgeschwindigkeit ist umgekehrt proportional dem Luftdruck, also je niedriger der Luftdruck, um so höher die Verdunstung unter sonst gleichen Verhältnissen. Durch die Sonnenbestrahlung (Belichtung) wird schließlich u. a. die Transpiration der Pflanzen gefördert, so daß indirekt auch hierdurch eine Beeinflussung gegeben ist.

Von den in Frage kommenden sekundären Faktoren seien nach Helbig angeführt die Bodenart und Bodenstruktur, Korngröße und Bodenoberfläche, Farbe und Gehalt des Bodens an organischer Substanz, Bodentemperatur und Exposition wie Inklination des Bodens, Bodendecke und Mikroorganismengehalt des Bodens, Salz- und Wassergehalt des Bodens und Grundwasserstand.

Aus den älteren im Laboratorium ermittelten Befunden läßt sich zusammenfassend entnehmen, daß Sand und Humus höhere Verdunstung als Ton und Lehm zeigen, jedoch anfangs und am Schluß der Versuche nähern sich die Verdunstungsgrößen. Die Krümelstruktur verringert, die Einzelkornstruktur vermehrt die Verdunstung, denn die Kapillarität ist bei ersterer kleiner. Mit Zunahme der Oberfläche erweist sich unter Voraussetzung dessen, daß die Bodenoberfläche mit Wasser gesättigt ist, die Verdunstung vermehrt. Die Lockerung (Bearbeitung) vergrößert die Bodenoberfläche und somit zunächst die Verdunstung, doch wird andererseits die kapillare Leitung gestört und damit die Verdunstung später gehemmt. Das Walzen des gelockerten Bodens ruft die Wiederherstellung der Kapillarität hervor und somit eine Steigerung der Verdunstungsgröße. Eine Bedeckung des Bodens wirkt in gleicher Richtung. Dunkle Bodenfarbe (Humus) wirkt infolge des schlechten Wärmeleitungsvermögens der organischen Substanz hemmend, aber solche Böden erwärmen sich schneller (Absorption) und steigern daher die Verdunstung. Die Bodentemperatur vergrößert unter allen Umständen die Verdunstung, und die Mikroorganismen wirken (vermutlich) verzögernd auf sie ein. Je größer die Wasserkapazität, d. h. die Menge Wasser, die ein Boden hält, ist, um so größer ist die Wasserabgabe.

Helbigs Versuche ergaben folgendes Wertverhältnis der Verdunstungsgröße zwischen „natürlichem“ und „künstlichem“, d. h. im Laboratorium vorbereiteten Boden, wenn er die Verdunstungsgröße des natürlichen Bodens gleich 100 setzte:

Natürlicher Boden	Künstlicher Boden
100	156

bezw. unbearbeiteter natürlicher Boden	umgestochener natürlicher Boden	künstlicher Boden
100	113	225

Hinsichtlich der Verdunstungsgröße zur verschiedenen Jahreszeit vermochte er festzustellen:

Die Verdunstungsgrößen zeigen bis Juli-August immer größere Unterschiede, welche aber später zurückgehen. Die Verdunstungskurven erweisen sich für die Nachtzeiten nahezu parallel verlaufend, werden gegen Sommer immer kürzer und gegen Herbst wieder länger, und die Höhe der Verdunstung folgt den meteorologischen Faktoren Temperatur und relativer Feuchtigkeit, sowohl in der Tages- wie Jahreskurve.

Versuche mit einem 15 cm tiefbearbeiteten (gelockerten) ungewalzten und gewalzten Sandboden ließen erkennen, daß der unbearbeitete Boden mehr Wasser verdunstete als der bearbeitete, wenn der unbearbeitete Boden bis an die Oberfläche durchfeuchtet war, sodaß die kapillar gehobene Wassermenge die schnelle Verdunstung decken konnte. Trocknete aber die Oberfläche des Bodens ab, sodaß nicht mehr die Oberfläche die eigentlich wasserabgebende Schicht war, so sank die Verdunstung weit unter die des gelockerten Bodens.

Der Einfluß einer Düngung mit Stallmist konnte durch folgende Zahlen wiedergegeben werden:

Unbearbeiteter Boden	bearbeitet ohne Mist	bearbeitet mit Mist
100	124	114

Näheres über den Verlauf dieses Versuches erfahren wir durch den Satz: „Zuerst verdunstete der umgestochene Boden mit Mist am meisten (bei Einstrahlung), dann folgt fast bis zum Schluß des Versuches der umgestochene Boden ohne Mist, erst nach 200 Stunden Versuchsdauer tritt die Verdunstung des unbearbeiteten Bodens an erste Stelle."

Daß die Laubdecke die Verdunstung herabsetzt, sollen schließlich nachstehende Ermittelungen zeigen:

Unbearbeiteter Boden + 5 cm Laubdecke	künstlicher Boden + 5 cm Laubdecke	bearbeiteter Boden + 5 cm Laubdecke
100	122	85

Während sich dagegen der Einfluß von „lebenden Pflanzendecken" in folgenden Zahlenergebnissen wiederspiegelt:

Unbearbeiteter Boden	+ Grasdecke	+ Moosdecke
100	191	105

Helbig schließt hieraus auf eine durch den Graswuchs bedeutend vergrößerte Oberflächenwirkung, aber unwillkürlich fragt man sich, warum dann diese Wirkung nicht auch bei der Moosdecke eingetreten ist. Es darf jedoch andererseits auch nicht unerwähnt bleiben, daß diese an sich vielversprechenden Versuchsansätze Helbigs durch E. Krüger[1]) eine Bemängelung in Hinsicht auf die Versuchsanstellung erfahren haben. Da sie jedoch die einzigen Untersuchungen sind, die bisher unter natürlichen Verhältnissen zur Ausführung gelangten, so ist ihnen hier ein größerer Raum geschenkt worden.

Für die praktischen Verhältnisse in der Landwirtschaft wird man bedacht sein müssen, daß die Verdunstung des Wassers aus dem Boden durch die Kulturgewächse selbst geregelt wird. Diesen soll das Wasser nicht nur aus den obersten und oberen Schichten des Bodens, sondern auch noch aus den tieferen Bodenschichten (Untergrund) zugute kommen. Die Wasserverdunstung aus dem Brachlande muß daher nach Möglichkeit vermieden oder doch eingeschränkt werden, und auf dem Feld- und Waldgelände sollen die Unkräuter nicht zu viel in dieser Beziehung leisten. Im Forstbetrieb erreicht man dieses z. B. durch Verminderung der Pflanzen, d. h. durch sogen. Ausforsten und andererseits durch Bedeckung der Pflanzen mit Reisig.

Aus den bekannten umfangreichen Untersuchungen C. v. Seelhorsts[2]) über den Verbrauch der Kulturpflanzen an Wasser geht u. a. hervor, daß Brachehaltung und Roggenanbau ohne Gründüngung etwa doppelt so große Wassermengen in den Untergrund gehen lassen als Roggen- und Gerstenanbau mit nachfolgender Gründüngung. Desgleichen verlangen die verschiedenen Kulturpflanzen recht erheblich verschiedene Wassermengen, so die Kartoffel am wenigsten, Klee, Weizen, Hafer und Rüben am meisten, Roggen und Erbsen weniger. Ganz allgemein gesagt, ist die Wasserverdunstung auf mit Kulturpflanzen bestelltem Boden doppelt so groß oder noch höher als auf Brachland. Da sich aber sämtliche Wasserverhältnisse eines Bodens mit der Veränderung des Hohlraumvolumens verändern, so muß in der zweckmäßigen Gestaltung dieser Größe die wichtigste Aufgabe zur günstigen Beeinflussung des Wasserhaushaltes im Boden gesehen werden.

Schließlich sei noch erwähnt, daß ein Teil des bei der Verdunstung des Wassers gebildeten Wasserdampfes, der nicht aus dem Boden ausgetreten ist, mit dem aus der Atmosphäre stammenden Wasserdampf in den zur Hauptsache mit Luft angefüllten Hohlräumen des Bodens verbleibt. Temperatur und Luftdruck regeln seine Entstehung und Rück-

---

[1]) E. Krüger, Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 1. 1922. S. 166 und M. Helbig, Ebenda. S. 95 und 397.

[2]) C. v. Seelhorst, a. a. O., sowie Journ. f. Landw. in den Jahren 1898—1910.

bildung zu tropfbar flüssigem Wasser, womit das Auftreten kolloid verteilter Wassertröpfchen in der Bodenluft in Form von Nebel verbunden ist.

Die im Boden vorhandene Luft, die ihre Anwesenheit den absorbierend wirkenden Oberflächenkräften des Bodens verdankt, kann durch frische Luft aus der Atmosphäre ganz ersetzt oder z. T. vertreten werden, sodaß ein Austausch zwischen Außenluft und Bodenluft stattfindet, da die Hohlräume des Bodens mit der Luft unmittelbar in Verbindung stehen. Durch eintretende Erwärmung des Bodens erfährt die Bodenluft einen Auftrieb, sodaß wärmere Luft aus dem Boden ausgetrieben und durch kältere Luft aus der Atmosphäre ersetzt wird. Auch Schwankungen des Luftdruckes veranlassen z. T. ein Ein- oder Auspressen der Bodenluft. Auch starke Niederschläge und Grundwasserstandsverhältnisse verändern gleichfalls den Gehalt des Bodens an Luft nach den verschiedensten Richtungen hin.

Sicherlich ist eine gute Durchlüftung des Bodens eine der Vorbedingungen zur günstigen Entwicklung des Pflanzenwachstums, da aber, wie wir soeben erkannt haben, sowohl Temperatur als auch Feuchtigkeitsgehalt von wesentlichem Einfluß auf die Durchlüftung sind, so erscheint ihre Wirkung auf die Pflanzen im einzelnen nicht ganz klar. Dennoch beruht dieselbe unzweifelhaft zur Hauptsache auf Zufuhr von Sauerstoff und Abgabe von Kohlensäure, die durch die verschiedensten Vorgänge erzeugt, sich im Boden im Übermaße anzuhäufen vermag. Nach Kopecky[1]) soll eine jede Pflanze zu ihrer normalen Entwicklung eine bestimmte minimale Luftmenge im Boden zur Wurzelatmung nötig haben, und zwar soll dieses Minimum für süße Gräser bei 6—10, für Getreidearten bei 10—20 Volumprozenten liegen, sodaß auf einem Wiesenboden mit geringerer Luftkapazität denn 6% nur saure Gräser wachsen und eine Drainage sich als notwendig erweist, während auf einem Ackerboden mit unter 10% Luftkapazität das Getreide unter Nässe leiden soll, und das Wachstum des Unkrautes begünstigt wird. Mit Recht weist aber auch Mitscherlich[2]) darauf hin, daß die Pflanzenwurzeln doch wohl nur einen geringen Bedarf an Luft besitzen dürften. Er hält sogar die Bodenluft für einen von denjenigen Vegetationsfaktoren, die unter allen Verhältnissen im Optimum zugegen sind. Man kann diesem Standpunkt wohl beipflichten, wenn man bedenkt, daß die in Wasserkultur gezogenen Pflanzen sich völlig normal entwickeln, trotzdem den Pflanzenwurzeln unter derartigen Verhältnissen doch nur ein bescheidener Gehalt, nämlich der in Wasser gelöste Anteil an Luft, zugänglich ist. Der Durchlüftung fällt aber eine andere Aufgabe, deren Erfüllung unbedingt

[1]) J. Kopecky, a. a. O., S. 173.
[2]) Mitscherlich, Bodenkunde. S. 159.

gewährleistet sein muß, zu. Sie muß nämlich das Bodenwasser frisch erhalten, denn ist die Luft nicht in genügender Menge zugegen, so werden die Humussubstanzen des Bodens nicht zersetzt, sie „faulen", d. h. es entstehen allerhand sauer reagierende Fäulnisprodukte, die einen giftigen Einfluß auf die Pflanzen ausüben. Die Anwesenheit von Luft sorgt für Verwesung der organischen Substanz, wobei Kohlendioxyd entsteht, das sich wieder anderweitig günstig im Boden betätigen kann.

Was nun aber die Bewegung der Luft im Medium Boden und der Gehalt des Bodens an Luft — die Luftkapazität — anbetrifft, so werden diese Größen vorwiegend bedingt durch die Bewegung des Wassers im Boden und durch seine Wasserkapazität. Diese Größen stehen zueinander in bestimmter Relation. Das Volumen des Bodens, das nicht von festen Teilen und Wasser eingenommen wird, entspricht der Luftkapazität. Alle Erscheinungen, welche auf eine höhere Wasserkapazität oder eine dichte Lagerung des Bodens hindeuten, vermindern die Luftkapazität und die Bewegung der Luft im Boden. Man stellt daher die Größe der Luftbewegung fest, indem man vom Porenvolumen des Bodens das Volumen des vorhandenen Wassers abzieht. Mathematisch ausgedrückt, stellt sich die Luftkapazität als die Differenz zwischen Porenvolumen und absoluter Wasserkapazität des Bodens dem Volumen nach dar.

Genau so wie die Durchlässigkeit eines Bodens für Wasser ist seine Durchlässigkeit für Luft um so größer, je größer die einzelnen den Boden bildenden festen Teilchen sind oder je höher der Grad der Krümelung des Bodens ist. Feinkörnigkeit und Einzelkornstruktur verringern sie, ebenso, wie die Menge des vorhandenen Wassers ihr entgegenwirkt. Das sind die Haupt- und Leitsätze für die die Luftversorgung des Bodens regelnden Gesetzmäßigkeiten. Für die Bestimmung des Luftfassungsvermögens gilt dasselbe wie für die Ermittelung der Wasserkapazität, nur Untersuchungen an Böden mit natürlicher Lagerung haben praktischen Wert.

In bezug auf die Zusammensetzung der Bodenluft sei nur hervorgehoben, daß sie im allgemeinen kohlensäurereicher als die Luft der Atmosphäre ist, der Gehalt an Sauerstoff ist dementsprechend geringer und mit Wasserdampf ist sie zumeist gesättigt. Mit Zunahme der Tiefe steigt der Gehalt an Kohlendioxyd, in den oberen Schichten beträgt er 0,3 %, also um das zehnfache mehr als in der Atmosphäre, jedoch ist er örtlichen Schwankungen sehr ausgesetzt[1]). Der jeweilige Pflanzen-

[1]) Vergl. H. Lundegårdh, Der Kreislauf der Kohlensäure in der Natur. Jena 1924 und Ebermayer, Beschaffenheit der Waldluft. Forstw. Zentralblatt. 8 und Forsch. a. d. Geb. der Agrikulturphys. 1. 1878 und 13. 18. E. Lau, Beiträge zur Kenntnis der Zusammensetzung der im Ackerboden befindlichen Luft. Rostock 1906.

bestand, weniger die Menge der im Boden vorhandenen organischen Substanz, beeinflussen ihn.

Die elektrischen Vorgänge im Boden, sowie die Radioaktivität des Bodens sollen hier keine Besprechung erfahren, und zwar aus dem Grunde, weil ihre Kenntnis bisher sehr gering ist und ihre Bedeutung für den Pflanzenwuchs, nach alledem, was bisher bekannt geworden ist, noch sehr zweifelhaft erscheint[1]).

[1]) B. Horwath, Über die Einteilung der Böden nach ihrer elektrischen Leitfähigkeit. Intern. Mittlg. f. Bdk. 4. 1916. S. 230.

Kapitel 3

Die chemische Beschaffenheit des Bodens und die sich davon als abhängig erweisenden Erscheinungen.

Will man sich über die chemische d. i. stoffliche Natur des Bodens unterrichten, so gibt es mehrere Wege, die dieses Ziel zu erreichen suchen, jedoch einen vollkommenen Aufschluß vermögen sie nicht zu bringen, denn die mineralogische wie chemische Bodenanalyse reichen zu diesem Zweck, wie wir sofort erkennen werden, nicht aus.

Die mineralogische Bodenanalyse[1]) vermag uns wohl Einsicht über die Anteilnahme der verschiedenen aus den Gesteinen entstammenden Mineralbruchstücke, die das Bodenskelett bilden und einen Teil der Feinerden ausmachen, zu gewähren, und so wichtig eine solche Kenntnis auch für viele von der stofflichen Natur des Bodens abhängende Fragen sein mag, so gibt sie uns doch nur Anhaltspunkte für das Verhalten des Bodens in den gerade für das Wesen und die praktische Ausnutzung des Bodens am wichtigsten erscheinenden Dingen. Wir können ihr daher im großen und ganzen nur einen allgemein unterrichtenden Charakter und Wert zubilligen, nicht aber von ihr die Aufdeckung aller wissenswerten chemischen Beziehungen zur Pflanzenwelt erwarten. Ganz besonders schwierig gestaltet sich auch die mikroskopische Analyse mit Zunahme des Feinheitsgrades der Bodenteilchen, da selbst das bewaffnete Auge nur bei größter Übung die in den feinen Teilchen angehäuften verschiedenartigsten Minerale zu trennen und zu erkennen vermag. Man hat daher zur Erkennung gewisser Substanzen auch Färbemethoden eingeführt.

Den Hauptanteil fast aller Böden machen der Menge nach der Quarz und die Silikatminerale aus, denen sich noch Eisenoxydhydrate und wenig Tonerde, die allerdings in gewissen Böden zur Vorherrschaft gelangen kann, anschließen. Außer der meist vorhandenen organischen Substanz kommen noch Kalk, Gips sowie andere Karbonate und Sulfate, sowie Phosphate und Chloride in Frage, jedoch letztere zumeist nur in sehr geringen Mengen, wenn nicht lokal besonders angereichert.

[1]) F. Steinriede, Anleitung zur mineralogischen Bodenanalyse. 2. Auflage. Leipzig 1921.

Außer im Quarz und den Silikaten kommt die Kieselsäure, wenn auch nur untergeordnet in kolloider Form vor, die, wie wir schon wissen, als Produkt der Verwitterung anzusehen ist. Der größere Anteil derselben ist aber fortgeführt worden, dies gilt nicht nur für den Lateritboden, sondern auch für die Böden unserer Breiten, wennschon im weitverminderten Ausmaße.

Für die praktische Ausnutzbarkeit und Zugänglichkeit des silikatisch gebundenen Kalis ist es von wesentlicher Bedeutung, ob es in Form von Feldspat oder Glimmer im Boden vorliegt. Früher erklärte man als ganz allgemein gültig die nachschaffende Kraft des Bodens für Kali als durch die Anwesenheit von Feldspat, der bei fortschreitender Verwitterung sein Kali abgibt, verursacht. Es hat sich jedoch durch eingehende Versuche zeigen lassen, daß das Kali der Glimmer in erhöhterem Maße den Pflanzen zugänglich ist[1]). Wir haben hier einen der wenigen Fälle vor uns, in denen die mineralogische Bodenanalyse imstande ist, uns unmittelbaren, praktischen Nutzen zu stiften.

Betrachten wir die Silikatkörner des Bodens u. d. M., so nehmen wir hinsichtlich ihrer äußeren Beschaffenheit alle möglichen Übergänge und Stadien der Verwitterung, von fast kaum begonnenem Angriff bis fast völliger Zersetzung, wahr, die schließlich zu einem „aufgelösten" Haufwerk von kleinen und kleinsten Teilchen wesentlich anderer Zusammensetzung als das Ursprungsmaterial führen. Amorphe wasserhaltige Doppelsilikate, wie man zumeist zu sagen pflegt, haben sich gebildet. Über ihre Natur ist man noch nicht völlig aufgeklärt, doch in ihren Eigenschaften, die uns noch sehr beschäftigen werden, erkennt man ihre Gegenwart. Neben Tonerde und Eisenoxyd enthalten sie noch Alkalien und Erdalkalien. Nach R. Ganßen (Gans)[2]) kommt ihnen im ersteren Fall eine schleimige Beschaffenheit, im letzteren eine feinpulverig-körnige Ausbildung zu. Neuerdings sieht Ganßen[3]) in ihnen molekulare Gemische von Kieselsäure-Tonerde-Gelen. Sie sind die für die Chemie des Bodens so überaus wichtigen „Austauschzeolithe" oder „zeolithartigen Substanzen", oder noch besser gesagt, „austauschfähigen Körper" des Bodens[4]).

Der wichtigste wasserhaltige Abkömmling der Silikate im Boden ist aber das als Ton benannte Produkt. Auch über seine Zusammen-

[1]) D. Prianischnikow, Landw. Vers.-Stat.. 63. 1906. Biéler-Chatelan, Compt. rend. 1910. 150. E. Blanck, Journal f. Landw. 1912. S. 97 und 1913 S. 1 und Landw. Vers.-Stat. 1926. S. 237. V. M. Goldschmidt, und E. Johnson: Norges Geologiska Undersokelse Nr. 108. Kristiana 1922. B. Hansteen-Cranner. Ebenda Nr. 114. Kristiania 1922. E. Blanck, F. Giesecke und H. Keese, Journ. f. Landw. 1927. S. 337.

[2]) R. Gans, Intern. Mittlg. f. Bodenk.

[3]) R. Ganßen, Zeitschrift f. Pflanzenernährung usw. A. 8. 1927. 332.

[4]) E. Blanck, Fuhlings Ldw. Ztg. 62. 1913. S. 581.

setzung gehen die Ansichten, worauf wir schon früher hingewiesen haben, sehr auseinander. Während die einen in diesem Körper ein wasserhaltiges Aluminiumsilikat von der Formel $H_2Al_2Si_2O_8 + H_2O$ oder $H_4Al_2Si_2O_9$ erblicken, halten ihn die andern für einen Gelkomplex von Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure entsprechend der Formel Al_2O_3, $2\,SiO_2$, $2\,H_2O$.

Wir wollen und können uns hier nicht auf das „Für und Wider" im Streit dieser Ansichten einlassen, zumal die vielfältigen Untersuchungen in der ganzen Frage noch nicht einmal als ganz abgeschlossen gelten können.

In bezeichnender Weise äußert sich G. Wiegner[1]) wie folgt über den Zustand dieser Gebilde im Boden. Es sei dies hier zur Kennzeichnung der Gesamtlage des Problems angeführt: „Diese gemengten Gele aus Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure stellen Austauschzeolithe im Boden des humiden und semihumiden Klimas dar, es sind zum Teil die tonigen Bestandteile unserer schweren Böden, kurz die austauschfähigen Bestandteile der Tone. Diese gemengten Gele haben große innere Oberflächen, denn sie bestehen aus einem Ultramikronenhaufen mit unzähligen nur ca 5 $\mu\mu$ im Durchmesser fassenden, kilometerlangen Kapillaren. In Systemen mit solcher inneren Oberflächenentwicklung beginnen die Kapillargesetze, die ja die Erscheinungen unserer Dispersoide überhaupt in dem Maße beherrschen, daß man die ganze Disziplin der Dispersoid- oder Kolloidchemie auch treffend Kapillarchemie genannt hat, eine große Rolle zu spielen." J. M. van Bemmelen[2]) war der erste, der die allgemeine Aufmerksamkeit auf ihren Zustand und das Verhalten derselben gerichtet hat, obgleich schon bei G. J. Mulder[3]) Anklänge in gleicher Richtung deutlich vorliegen.

Noch deutlicher als im voraufgegangenen Zitat setzt sich G. Wiegner[4]) mit nachstehenden Worten mit den Gegnern seiner Ansichten auseinander. Auch diese möge es gestattet sein, hier wiederzugeben, um den Einblick in die hier vorliegenden schwierigen Verhältnisse, die nur bei eingehendem Studium der einschlägigen Literatur[5]) gewürdigt werden können, zu erleichtern. Er schreibt: „Wir finden sowohl Anklänge an rein chemische als an rein physikalische Erscheinungen

[1]) G. Wiegner, Boden und Bodenbildung. 1926. S. 34.

[2]) J. M. van Bemmelen, Die Absorption. Dresden 1910, gibt die diesbezügl. Untersuchungen als gesammelte Abhandlungen wieder, die früher in der Zeitschr. f. anorg. Chemie und den Landw. Versuchsstationen zum Druck gelangt sind.

[3]) G. J. Mulder, Die Chemie der Ackerkrume 1. Berlin 1861.

[4]) G. Wiegner, a. a. O. S. 38.

[5]) R. Gans, Intern. Mittlg. f. Bodenk. 3. 1913. 4. 1914. Jahrb. der Kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. 24. 1905. Centralbl. f. Min. usw. 1913 und 1914. H. Stremme, Centralbl. f. Min. usw. 1908 und 1911. G. Wiegner, Journ. f. Landw. 60. 1912 und 61. 1913. I. D. Hissink, Landw. Vers.-Stat. 1913 u. a. U. m.

beim Studium der für die Konzentrations- und Strukturverhältnisse des Bodens wichtigen kolloiden Austauschzeolithe: Unbestritten ist nunmehr, daß die vorliegenden Stoffe im Boden Gele sind, Gele mit ultramikroskopischen Dispersitäten. Die physikalischen und chemischen Auswirkungen müssen um so komplizierter und variabler werden, je gröber die Dispersitäten der zur Betrachtung stehenden Komponenten des Geles sind. Aluminiumhydroxyd ist kolloiddispers, Kieselsäure ebenfalls. Daß die Mengenverhältnisse zwischen Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure sehr schwanken, geben selbst die extremsten Chemiker, die sich mit diesen Gelen befaßten, zu. Selbst R. Gans, der am trotzigsten unter der chemischen Eingangspforte in unser Absorptionsfeld stehen geblieben ist, und der den hier vorliegenden Boden- oder Austauschzeolithen in seliger Molekularerinnerung die Formel $Al_2O_3 \cdot 3\,SiO_2 \cdot MeO$ mit schwankendem Wassergehalt gibt, versieht schüchtern die Zahl 3 vor dem Kieselsäuremolekül mit einem Kreuz, um anzudeuten, daß 3 Mole SiO_2 das Minimum seien, daß aber auch größere Molzahlen vorkommen. Auch kleinere können für das Verhältnis Al_2O_3 zu SiO_2 auftreten, wie wir getrost hinzusetzen können, man braucht ja diese nicht gerade in eine neue Rubrik einzureihen, wie Gans es getan hat, um sich die für seine rein chemische Spekulation unangenehme Variation im Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2$ wenigstens nach der einen Seite hin vom Halse zu schaffen. Steht man der rein chemischen Anschauung noch etwas wohlwollend gegenüber, so kann man aus dem gegenseitigen Verhältnis von Aluminiumoxyd zu Kieselsäureanhydrid Molekülformeln ausrechnen, wie Sigmond es allerdings mit Vorbehalt tat, der bei seinen Versuchen Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure im variabelen Anfangsmengenverhältnis gegenseitig ausfällte."

A. v. Sigmond[1]) hat jedoch dargetan, daß diese Hypothese den Tatsachen nicht gerecht zu werden vermag.

Das Eisenoxydhydrat und Tonerdehydrat des Bodens liegen in kolloider Form mit wechselndem Gehalt an Wasser vor. Das Eisen ist ein im Boden sehr beweglicher Körper, nicht nur, daß es in Form von Ferrosalzen zu wandern vermag, sondern, weil es insbesondere durch kolloide Humusstoffe in Lösung gebracht wird. Die sauren, absorptiv ungesättigten Böden zeigen die Erscheinungen der Eisenwanderung am deutlichsten. Auch die Tonerde wird unter dem Schutze von Humuskolloiden beweglich, andererseits geht sie verhältnismäßig leicht in den kristallisierten Hydrargillit, $Al_2O_3 \cdot 3\,H_2O$ über, wie uns dieses schon vom Lateritboden her bekannt ist. Eine noch viel größere Beweglichkeit als dem Eisen kommt dem Kalk in Gestalt des Karbonates zu.

[1]) A. v. Sigmond, Über die Charakterisierung des Bodens auf Grund des salzsauren Bodenauszuges. Intern. Mittlg. f. Bodenk. 5. 1915. S. 224. Siehe auch D. J. Hissink, Über die Bedeutung und Methode der chem. Bodenanalyse. Ebenda. S. 1.

Seine leichte Löslichkeit in kohlensäurehaltigem Wasser erklärt dieses Verhalten ohne weiteres, doch wird durch seine Anwesenheit die Beweglichkeit des Eisens verhindert. Er ist es, der die Böden in den absorptiv gesättigten Zustand versetzt und solchen dauernd zu erhalten trachtet, wenn derselbe durch anderweitige Einflüsse gestört wird. Der Kalk ist daher einer der wichtigsten Bodenkonstituenten. In den Böden des ariden Gebietes ist er wohl stets recht reichlich vorhanden, nicht aber in den humiden Böden, da ihn hier die Auswaschung bis zum völligen Verschwinden entfernen kann. Auch als Bindemittelsubstanz der Bodenkörner fällt ihm eine wichtige Rolle zu. In salzreichen Böden setzt sich das lösliche Kalziumbikarbonat mit dem vorhandenen Kalziumsulfat und Natriumchlorid zu Soda (Na_2CO_3) um, und zwar ist dieses vorwiegend in den tieferen Bodenschichten der Fall, da der Vorgang mit dem Gehalt der Bodenluft an Kohlendioxyd im Zusammenhang steht. In den oberen Schichten, wo der Gehalt hieran geringer ist, kommt es wieder zur Ausscheidung des Kalziumkarbonates. Die aber durch Wechselwirkung von Kalk mit Natronsalzen hervorgegangene Soda wirkt ihrerseits lösend auf die Humusstoffe des Bodens ein und verhindert die Ausflockung der Kolloidkörper, sodaß sie der Krümelbildung im Boden entgegenwirkt.

Das Sulfat des Kalziums tritt dem Karbonat gegenüber im allgemeinen sehr zurück, nur in ariden und semiariden Bodenbildungen können der Gips wie sonstige Sulfate u. U. von großer Bedeutung sein.

Soweit die Phosphorsäure in natürlicher, anorganischer Bindung im Boden vorliegt, entstammt sie dem Mineral Apatit, ein anderer Teil befindet sich in organischer Bindung in Gestalt von Nukleinphosphorsäure, Phytinphosphorsäure oder dergl., und es ist schließlich noch ein weiterer Anteil im absorbierten Zustande zugegen. Wenn nun auch die Löslichkeit des Apatits in Wasser und selbst in kohlensäurehaltigem Wasser recht gering ist, so wird doch auch die Apatitphosphorsäure mit der Zeit in Lösung gebracht und diese sowie diejenige, die durch Düngung dem Boden einverleibt worden ist, geht letzten Endes unter Bindung mit den Sesquioxyden in Eisen- und Tonerdephosphat über, die noch weniger löslich als die Kalkphosphate sind. Aber das im Boden vorhandene Kalziumkarbonat wirkt seinerseits wiederum auf die Sesquioxydphosphate, indem leichtlösliches Kalkphosphat gebildet wird, ein, sodaß die Zugänglichkeit der Phosphorsäure für die Pflanzen sehr von der Gegenwart des Kalkgehaltes im Boden abhängt, zumal es bei genügendem Gehalt daran überhaupt nicht zu einer Bildung der schwerlöslichen Eisen- und Tonerdephosphate kommt. Die organisch gebundene Phosphorsäure besitzt wiederum einen anderen Grad der Löslichkeit. Sie wird erst frei, wenn die organische Substanz eine Zerstörung, bezw. Zersetzung, erfahren hat. Hierin liegt die Ursache für die nach-

schaffende Kraft der Böden an Phosphorsäure gegeben. In bezug auf die absorbierte Phosphorsäure darf man wohl behaupten, daß ihre Absorption zur Hauptsache eine chemische ist, daß neben dieser aber auch eine physikalische in Frage kommt.

Werfen wir nun noch einen Blick auf das Vorkommen und die Verteilung des Kalis im Boden, so zeigt sich, daß dasselbe nicht nur an Silikate in schwer oder schwerer löslichem Zustande gebunden ist, sondern, daß es, wie alle leichtlöslichen Verbindungen des Bodens, auch in der sogen. Bodenlösung enthalten sein kann. Dieses Kali stellt die den Pflanzen unmittelbar zugängliche Form vor, jedoch die schon erwähnten Austauschverbindungen des Bodens treten mit diesem Kali sowie mit den sonstigen in der Bodenlösung enthaltenen Kationen in Wechselbeziehung, indem sie sich entsprechend ihrem jeweiligen Sättigungszustande mit diesen zu sättigen trachten. Das auf diese Weise absorbierte — festgehaltene — Kali ist der Bodenlösung aber nur vorübergehend entzogen und kann durch Austausch oder Wiedereinstellung des Lösungs-Gleichgewichtes in der Bodenlösung dieser und damit auch den Pflanzen wieder zugeführt werden. Schließlich sorgt die dauernd wirksame Verwitterung für Löslichmachung des Kalis aus den Silikaten und damit für eine Bereicherung der Bodenlösung daran. Wir haben demnach drei Formen der Kalibindung im Boden zu unterscheiden: Mineralbindung, absorptive Bindung und Lösung in der Bodenlösung, wozu noch untergeordnet eine solche an organischer Substanz tritt.

Was unsere Kenntnis von der Beschaffenheit und Zusammensetzung der Bodenlösung anbelangt, so hat man vor einigen Jahren versucht, diesem Problem näher zu kommen, jedoch die hier vorhandenen experimentellen Schwierigkeiten bisher noch nicht ganz überwinden können, sodaß man abgesehen von einigen wenigen Bemühungen auf diesem Gebiete dasselbe wieder verlassen hat[1]).

Der für die pflanzliche Ernährung so wichtige Stickstoffgehalt des Bodens steht im engsten Zusammenhang mit der Menge der im Boden vorhandenen organischen Substanz. Ihrer wie der durch mikrobielle Tätigkeit erzeugten mannigfachen Umwandlungsprodukte derselben werden wir an anderer Stelle zu gedenken haben.

---

[1]) Siehe E. Ramann, S. März und H. Bauer, Über Bodenpreßsäfte. Intern. Mittlg. f. Bdk. 6. 1916. P. Ehrenberg und J. P. van Zyl, Zur Kenntnis der Bodenlösung. Ebenda. 7. 1917. O. Nolte, Boden und Bodenlösung. Journ. f. Landw. 1917. S. 1. J. P. van Zyl, Über die Bodenlösung. 64. 1916. S. 201. F. H. Hesselink van Suchtelen, Methode zur Gewinnung der natürlichen Bodenlösung. Journ. f. Landw. 60. 1912. S. 369. McCall, Science new ser. 20. 1904. S. 566. Cameron, Journ. of Phys. Chem. 1910. S. 353. G. Hager, Die Gewinnung von den natürlichen Verhältnissen entsprechenden Bodenlösungen usw. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 2. 1923. S. 421.

Bei derartig verschiedenen und verwickelten Löslichkeitsverhältnissen der einzelnen Bodenbestandteile, wie sie uns soeben begegnet sind, erscheint es ohne weiteres verständlich, daß auch die chemische Bodenanalyse nicht imstande ist, uns Aufschluß über die chemische Natur des Bodens in der von uns zu erstrebenden Richtung zu geben. Zwar vermag sie uns die Gesamtmenge aller im Boden vorhandenen Stoffe in genauester Weise zur Wiedergabe zu bringen, aber diese Kenntnis reicht für unsere Zwecke durchaus nicht aus, wir wollen und müssen auch wissen, in welchem Zustande der Aufnahmefähigkeit sie im Boden vorliegen. Die Ausführung einer einzigen Operation mit einem bestimmten Lösungsmittel kann hier nicht zum Ziele führen, weil selbst nur für die vier wichtigsten Pflanzennährstoffe, Kali, Phosphorsäure, Kalk und Stickstoff, die Löslichkeitsverhältnisse der sie enthaltenden Bodenbestandteile sehr auseinander liegen und außerdem noch die Aufnahmefähigkeit dieser Nährstoffe durch die Pflanzen und das Bedürfnis letzterer daran ein sehr verschiedenes ist. Wollen wir uns daher über die stoffliche Zusammensetzung eines Bodens in Hinsicht auf seinen Gesamtzustand in dieser Beziehung oder in Richtung auf seinen Zustand als Verwitterungsprodukt im Gegensatz zum Herkunftsmaterial unterrichten, so vermögen wir wohl die üblichen Methoden der chemischen Analyse zu diesem Zwecke mit Erfolg heranzuziehen, nicht aber erweisen sich diese für anwendungsfähig, wenn es sich darum handelt, den Boden in seinem chemischen Zustand zur Pflanze zu charakterisieren.

Sehen wir uns z. B. den sogen. Salzsäureauszug des Bodens daraufhin an, so ist dieser nur in der Lage, uns den gerade in einer Salzsäure von bestimmter Konzentration löslichen Anteil des Bodens wiederzugeben, der aber in gar keinem festen Verhältnis zur Aufnahme der Pflanze an Nährstoffen steht. Selbst nicht einmal eine Proportionalität ist zwischen der Menge der in Lösung gebrachten einzelnen Nährstoffe und der von der Pflanze aufgenommenen Bestandteile vorhanden. Ja, die so oft geltend gemachte Ansicht, daß der heiße Salzsäureauszug oder der konzentrierte kalte Salzsäureauszug, die im Boden für längere Zeit den Pflanzen disponible Nährstoffmenge — das sogen. Nährstoffkapital — zum Ausdruck bringe, steht mehr denn auf schwachen Füßen, da der Beweis hierfür zahlenmäßig noch nicht erbracht worden ist. Wir können mit Sicherheit von ihm nur aussagen, daß er weit mehr Nährstoffe in Lösung bringt, als die Pflanze jeweils aufzunehmen vermag. Aber ganz abgesehen davon — und dieses gilt mehr oder weniger für einen jeden Säureauszug — ist die ganze Vornahme ein willkürlicher Akt des Angriffs auf den Boden, denn wiederholen wir ihn mit dem gleichen schon einmal in dieser Weise behandelten Boden, so werden sich abermals eine ganze Menge von „Nährstoffen“ bezw. Bodenbestandteilen lösen, und so geht es weiter, bis schließlich der ganze Boden in

Lösung gebracht worden ist und uns damit anzeigt, daß die besagte Operation eigentlich nichts anderes als ein in mehreren Stadien nacheinander durchgeführter Gesamtaufschluß des Bodens ist, dessen Teilfraktionen in ihrem Ausfall durch äußerliche, willkürlich festgelegte Bedingungen des Angriffes der Säure bestimmt werden.

Wohl aber gibt uns der Salzsäureaufschluß in anderer Richtung Einsicht in die Verhältnisse des chemischen Aufbaues des Bodens und seiner Bestandteile. Behandelt man nämlich einen Boden nach J. M. van Bemmelen[1]) mit Salzsäure und daraufhin nachträglich mit Lauge von bestimmter Konzentration und bestimmt die darin in Lösung gegangenen Bestandteile des Bodens, so findet man in dem durch Salzsäure und Lauge zersetzbaren Anteil ein Molekularverhältnis der Tonerde zur Kieselsäure wie 1 zu 3—6, und J. M. van Bemmelen bezeichnet diesen Komplex als das Verwitterungssilikat A gegenüber dem Verwitterungssilikat B, das durch weitere Behandlung des Bodens mit Schwefelsäure und abermalige Einwirkung von Lauge erhalten wird und ein Molekularverhältnis von $Al_2O_3 : 2SiO_2$, wie es dem Ton und Kaolin zukommt, aufweist. Im Verwitterungssilikat A erblickt er den leichtzersetzlichen silikatischen Anteil des Bodens, der durch die Verwitterung in kolloider Form zur Ausscheidung gelangt ist, vorwiegend gegeben, während das Verwitterungssilikat B den Anteil des Bodens an Ton wiedergibt. Nach dem Verhältnis von $Al_2O_3 : SiO_2$ in A läßt sich die besondere Natur des Bodens ermitteln, worauf wir hier des näheren zwar nicht eingehen wollen, woraus wir aber den Wert des Salzsäureauszuges für Fragen der wissenschaftlichen Bodenlehre erkennen und einschätzen lernen[2]).

Außer der Salzsäure hat man sich von jeher der verschiedensten anorganischen und organischen Säuren zur Feststellung der im Boden vorhandenen und für die Pflanze zugänglichen Nährstoffe bedient, und zwar handelt es sich zumeist um verdünnte Säuren oder um an sich nur wenig energisch angreifende, also in der gewöhnlichen Bedeutung des Wortes, schwache Säuren, wie solche in der 1%-igen HCl, $^1/_5$ n-HNO_3, der 2-, 1- und $^1/_2$%-igen Citronensäure und 2%-igen Essigsäure u. a. m. vorliegen. Jedoch sie wurden, und dies ist das Bezeichnende für ihre Anwendung zumeist nur für die Ermittelung eines Nährstoffes herangezogen, und

[1]) J. M. van Bemmelen, Beiträge zur Kenntnis der Verwitterungsprodukte der Silikate usw. Z. f. anorgan. Chemie. 42. S. 265.

[2]) Vergl. hierzu u. a. H. G. Leopold, Beobachtungen über die Zusammensetzung des Geschiebelehms im niederl. Diluvium. Verhandlg. d. II. intern. Agrogeologen-Konf. Stockholm 1910. C. Ulpiani, Lateritverwitterungsprozeß in ariden Ländern. Staz. sperim. Agr. Portici. 14. 1912. S. 629. E. Blanck u. I. M. Dobrescu, Weitere Beiträge zur Beschaffenheit rotgefärbter Bodenarten. Landw. Vers.-Stat. 84. 1914. S. 427.

zwar aus der sich mehr und mehr befestigenden Einsicht, daß die gewünschte Kenntnis nicht durch die Benutzung eines generellen Lösungsmittels allein erreicht werden könne. Dieses zeigt auch u. a. die Anwendung einer NH_4Cl-Lösung zur Feststellung des assimilierbaren Bodenkalis nach O. Kellner oder vermittelst von Ätzkalk oder Kalksalzen durch A. Rümpler. Aber derartige Methoden, von denen hier nur wenige erwähnt sind, sind nicht die einzigen. Man hat auch Wasser und vor allen Dingen kohlensäurehaltiges Wasser als Aufschließungs- oder Extraktionsmittel angewandt, ja auch gespannten Wasserdampf auf den Boden zur Einwirkung gebracht (J. König und Mitarbeiter). Von diesen kommt der Kohlensäure-Methode Mitscherlichs[1]) insofern ein großer Vorteil vor allen anderen chemischen Lösungsmethoden zu, als es durch sie allein möglich ist, den Konzentrationsgrad während der Dauer der ganzen Einwirkung auf den Boden gleich zu halten, ohne daß Gleichgewichtsstörungen oder Einflüsse andersartiger Natur, bedingt durch Wechselwirkung von Bodenbestandteilen und Lösungsmittel, auftreten können. Mitscherlich hat alle diese störenden Einflüsse in sehr glücklicher und zweckmäßiger Weise dadurch zu überwinden verstanden, daß er das Kohlendioxyd in das dauernd in Bewegung befindliche Boden-Wassergemisch kontinuierlich einleitet. Ob dagegen die von ihm in Anspruch genommenen Grundlagen für die Benutzung der „Kohlensäure" als Lösungsmittel zutreffen, erscheint zweifelhaft, da das Kohlendioxyd sicherlich nicht das einzige Lösungsmittel der Pflanzenwurzel ist, wie überhaupt noch viele andere lösend wirksame Agentien im Boden vorhanden sind und sich geltend machen.

Jedenfalls hat es die chemische Bodenanalyse bisher nicht vermocht, und dies erscheint uns als Kernpunkt der ganzen Frage nach der chemischen Beschaffenheit des Bodens in bezug auf die den Pflanzen durch den Boden bereitzustellenden Nährstoffe wie sonstigen chemischen Standortsbedingungen am wichtigsten, die sich ihr entgegenstellenden Schwierigkeiten zu überwinden, was aber vom Gesichtspunkt der so außerordentlich mannigfaltigen Zusammensetzung des Bodens durchaus nicht verwunderlich erscheinen kann. Um daher zur Kenntnis und Feststellung des für praktische Verhältnisse sich am wichtigsten erweisenden Düngebedürfnisses des Bodens zu gelangen, hat man andere Wege eingeschlagen, wie z. B. die Pflanzenanalyse, die Neubauer-Analyse und Düngungsversuche nach den verschiedensten Methoden, von denen im zweiten Teil des vorliegenden Buches die Rede gewesen ist. Wir dürfen aber nicht verkennen, daß alle diese vielfachen Bemühungen mit Ausnahme des Düngungsversuches an Ort und Stelle ihre Mängel haben, und es noch vielseitiger Forschung bedarf, um dieses schwierigen Problems Herr zu werden.

[1]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 189.

Verfolgen wir die chemischen Verhältnisse und Zustände des Bodens näher, wie dieses im nachfolgenden, wenn auch nur kurz, geschehen soll, so werden wir auch bald erkennen, daß die einfache chemische Bodenanalyse, insbesondere in einer einzigen Operation, wohl kaum je imstande sein wird, das „Düngebedürfnis" des Bodens erschöpfend festzustellen.

Von den chemischen Bodeneigenschaften sind wohl die wichtigsten die Bodensorption und der damit in Verbindung stehende Basenaustausch sowie die Bodenreaktion. Diese Erscheinungen erweisen sich aber nicht nur als besonders charakteristisch für die Natur und Beschaffenheit des Bodens, sondern regeln und bestimmen zum größten Teil auch die Versorgung der Pflanze mit Nährstoffen und beeinflussen den Pflanzenwuchs aufs höchste. Eine auch nur annähernd den einschlägigen Verhältnissen Rechnung tragende Darstellung dieser Eigenschaften des Bodens würde bei weitem den uns zur Verfügung stehenden Raum überschreiten, denn haben sich doch namentlich in den letzten Jahren nach dem Kriege die Arbeiten über diese Gegenstände derartig angehäuft, daß nur noch umfangreiche Spezialwerke näheren Aufschluß hierüber zu geben vermögen. Es kann sich daher für uns nur darum handeln, einen ganz allgemeinen Überblick unter Hinweis auf die vorliegende, vielfältige Literatur der jüngsten Zeit zu geben.

Seit langer Zeit ist es eine bekannte Tatsache, daß dem Boden die Fähigkeit zukommt, gewisse Stoffe aus Lösungen und auch Gase an sich zu ziehen, sie festzuhalten und nur unter gewissen Bedingungen wieder in Freiheit zu setzen. Die Namen Gazzeri, Bronner, Thompson, Way, Liebig, Henneberg und Stohmann, Brustlein, Peters, Heiden, Knop und die vieler anderer Forscher bezeichnen den Weg, den die Forschung in den ersten Jahrzehnten der Aufklärung der Absorptionserscheinungen gegangen ist. Way aber war es, der im Jahre 1850 als erster feststellte, daß nicht das ganze Salz aus der Lösung vom Boden absorbiert werde, sondern nur der eine Teil desselben, so z. B. aus Ammon- oder Kalisalzlösungen ein Teil des Ammons und Kalis, wofür im Filtrat Kalk oder eine andere Base neben dem Säureanteil der Lösung vorhanden war. Diesen Basenaustausch erklärte Way als die Folge eines chemischen Absorptionsvorganges im Gegensatz zu der rein physikalischen Oberflächenanziehung (Adsorption), bei der nur Konzentrationsveränderung der Lösung erfolgt. J. v. Liebig wollte aber bekanntlich von der chemischen Natur dieses Vorganges nichts wissen, ihm erschien es sonderbar, daß auf der einen Seite eine Verdrängung von Kalk durch Natron stattfinden sollte, während auf der anderen die Reaktion den umgekehrten Weg nahm. Auch die von Way herangezogene Erklärungsweise, daß das z. B. in Form von NH_4Cl vorliegende Ammon in silikatische Doppelverbindungen des Bodens ein-

trete und hieraus Kalk austräte, hielt er für unverständlich, denn die von Guldberg und Waage erst 1867 aufgestellten Gesetze des chemischen Gleichgewichtes waren zu seiner Zeit noch nicht bekannt. Er betonte daher den physikalischen Verlauf des Vorganges, trotzdem die meisten experimentellen Untersuchungen wie auch seine eigenen mit Kaliumsilikat angestellten Versuche für die Auffassung Ways sprachen. Über die Frage, ob man in den Adsorptionserscheinungen der Ackererde einen chemischen oder physikalischen Vorgang zu erblicken habe, ist seit jener Zeit viel gestritten worden, bis sich die Mehrzahl der sich mit diesem Problem beschäftigenden Forscher für einen chemischen Umsatz, dessen quantitativer Verlauf dem Massenwirkungsgesetz unterliegt, entschieden hat.

Wie wir erfahren haben, nahm schon Way für das Zustandekommen des Vorganges im Boden befindliche silikatische Doppelverbindungen in Anspruch. J. M. van Bemmelen[1]), der sich später eingehend der Adsorptionserscheinungen in der Ackererde annahm und den Begriff „Absorptionsverbindung“ schuf, um der Eigenartigkeit der Adsorptionsprozesse Rechnung zu tragen, führte die Austauscherscheinungen auf kolloide Substanzen des Bodens, die mit den adsorbierten Stoffen „Absorptionsverbindungen“ bilden, zurück. Nach ihm sind es kolloide Silikate, kolloides Eisenoxyd und Kieselsäure, sowie kolloide Humussubstanzen, die die besagten Wirkungen verursachen, und zwar ganz besonders in der Gestalt der kolloiden Silikate, in welchen er Gelgemenge erblickte, die mit den „kristallisierten Zeolithen“ nicht zu verwechseln sind. Im Grunde ist also kein wesentlicher Unterschied zwischen der Auffassung Ways und van Bemmelens hinsichtlich der Bestandteile des Bodens, die den Austausch regeln, vorhanden, nur die Natur dieser Bestandteile wird abweichend voneinander erklärt und angesehen.

Nun besteht aber andererseits eine große Ähnlichkeit in der Wirksamkeit kristallisierter austauschfähiger Zeolithe mit den künstlich von R. Gans (Ganßen) hergestellten zeolithartigen Verbindungen, Permutit, genannt, und man glaubt daher in den austauschfähigen Körpern des Bodens solche von der Art dieser Permutite annehmen zu müssen. Aus diesem Grunde ist denn auch dem Studium der Austauschvorgänge solcher Permutite besondere Aufmerksamkeit gewidmet worden, und es hat sich in der Tat gezeigt, daß die den Austauschreaktionen zugrundeliegenden Gesetzmäßigkeiten sowohl dem Boden als auch den Permutiten gemeinsam sind. So vermochte u. a. G. Wiegner[2]) darzutun: „Neutral-

[1]) J. M. van Bemmelen, Die Absorptionsverbindungen und das Absorptionsvermögen der Ackererde. Landw. Vers.-Stat. 35. 1888.

[2]) G. Wiegner, Zum Basenaustausch in der Ackererde. Journ. f. Landw. 60. 1912. S. 221.

Salze und amorphe wasserhaltige sogenannte Doppelsilikate setzen sich so um, daß die Kationen des Neutralsalzes teilweise aus der Lösung entzogen werden und dafür Kationen aus dem Silikatgel in nahezu äquivalenter Menge in die Lösung treten, wobei die Anionen völlig unberührt bleiben, solange sekundäre Umsetzungen ausgeschlossen sind", und „Für die Ackererde ließ sich zeigen, daß die Verhältnisse die gleichen sind wie die in den Aluminiumhydroxyd-Kieselsäure-Gelen, was nicht verwunderlich ist, da wie bekannt, diese Körper die hauptsächliche Ursache des Basenaustausches im Erdboden sind." Aus den Wiegnerschen Untersuchungen, in welchen der Begriff der Absorptionsverbindung auf den Permutit angewandt wird, geht hervor, daß die Adsorption des Permutits für NH_4-Ionen aus NH_4Cl-Lösungen verschiedenen Konzentrationsgrades bis zur Sättigungskonzentration nach der Gleichung von Freundlich $\frac{x}{m} = \beta c^{\frac{1}{p}}$ verläuft und desgleichen auch die sonstigen von Freundlich für Lösungen erkannten Merkmale der Adsorption, so z. B. die Geschwindigkeit, mit der die Gleichgewichtseinstellung erfolgt, und der geringe, negative Temperaturkoeffizient, zutreffen. Nach Wiegner liegt auch im Permutit eine Kolloidverbindung von Aluminiumoxydhydrat und Kieselsäuregel mit einer großen inneren Oberfläche vor, wodurch die Adsorptionen ermöglicht werden. Die negativen Hydroxylionen werden von dem positiv gebundenen Kolloid stark adsorbiert, wodurch es zu einer Anreicherung der Basen im Gelwasser entsprechend der Freundlichschen Adsorptionsisotherme kommt. Treten neue Kationen und Anionen in der Lösung auf, so geht ein Kationenaustausch vonstatten, wogegen die Anionen die Hydroxylionen infolge ihrer starken Adsorbierbarkeit nicht verdrängen können.

Ganz anders verhält sich R. Ganßen zu diesem Problem. Seine Permutite sieht er als chemische Verbindungen von konstantem Molekularverhältnis 3 Mol. SiO_2 : 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base an, sofern nur ein Überschuß an Base vorhanden ist, und teilt die für die Adsorption in Frage kommenden Verbindungen oder Körper der Ackererde in Aluminatsilikate und in Tonerdedoppelsilikate ein. Die ersteren enthalten die Alkalien und Erdalkalien an Tonerde gebunden und tauschen leicht Basen gegeneinander aus. Die Alkali-Tonerde-Bindung bei ihnen entspricht der Konstitution der Aluminate, $Al(ONa)_3$. In den Tonerdedoppelsilikaten sind dagegen die Basen mit der Kieselsäure verbunden, also in der Form von kieselsauren Salzen vorhanden. Ihr Gehalt an Kieselsäure wechselt, doch kommt stets auf 1 Mol. Al_2O_3 ein Mol. Base. Zwar sind auch hier die Basen austauschbar, jedoch es vollzieht sich dieser Vorgang viel langsamer und schwieriger als bei den Aluminatsilikaten. Im Basenaustausch der Aluminatsilikate sieht Ganßen keine durch Kolloide veranlaßte Adsorption, sondern eine rein chemische

Umsetzung. Die Kolloidwirkung der großen Oberfläche lehnt er ab, weil die kristallisierten Zeolithe annähernd dieselbe Austauschfähigkeit besitzen.

Besonders sind es J. D. Hissink[1]), E. Ramann[2]), G. Wiegner[3]) gewesen, die sich um die Klarstellung der hier vorliegenden Verhältnisse bemüht haben, jedoch die Adsorptionserscheinungen spielen gleichermaßen bei der noch zu behandelnden Bodensäure- oder Bodenreaktionsfrage eine wichtige Rolle, sodaß alle diese Fragen im engsten Zusammenhang miteinander stehen und kaum getrennt voneinander behandelt werden können. Solches gilt auch in bezug auf die Lösungserscheinungen, sodaß man mit Mitscherlich[4]) wohl sagen darf: „Lösung und Absorption im Boden bilden einen Kreisprozeß und unterliegen darum den gleichen Gesetzen." Bevor wir jedoch auf die praktische Bedeutung der Adsorptionserscheinungen in der Ackererde eingehen, sei auf nachstehende Ausführungen Wiegners[5]) hingewiesen, und zwar deshalb, weil sie recht geeignet erscheinen, die theoretischerseits anderweitig geäußerten Bedenken ins rechte Licht zu stellen. „Die Austauschzeolithe, die die Träger des Basenaustausches im Boden sind, sind feste Dispersoide mit schwankendem gegenseitigen Verhältnis von Aluminiumhydroxyd zu Kieselsäure, das bedingt ist durch die Ausfällung von Ultramikronen von wechselnder Größe. Der Wassergehalt dieser Verbindungen ist variabel, die Dampfdruckerscheinungen lassen sich nach Zsigmondy am besten kapillar chemisch erklären. An die eigentümlichen Erscheinungen der Ionenaustauschreaktionen in Gelen, also des sogenannten Basenaustausches in der Ackererde, kann man von verschiedenen Seiten herantreten. Die wechselnde Zusammensetzung der entstehenden Bodenkörper steht mit der verschiedenen Dispersität ihrer Komponenten im Zusammenhang. Das einseitige Herantreten von einer

---

[1]) J. D. Hissink, Die Festlegung des Ammoniakstickstoffs durch Permutit und Tonboden. Landw. Vers.-St. 81. 1913 und Verslagen van Landbouwkundige Onderzoekingen d. Rijkslandbouwproefstation. 13. 1913. Adsorptief onverzadige gronden. Delft. 1917/18. Bijdragen tot de Kennis van de Adsorptieverschijnselen in den Boden. Chem. Weekblad. 16. 1919. Desgl. Intern. Mittlg. f. Bdk. 10. 1920 und Verslag v. Landbkdg. Onderzoekg d. Rijslandsbouwprfst. 24. 1920. Base exchange in soils. Transact. of the Faraday Soc. Nr. 60. vol. 20. 1925.

[2]) E. Ramann und A. Sprengel, Über den Basenaustausch der Silikate. Z. f. anorg. Chem. 95. 1916. S. 115 u. 105. 1918. S. 81. Zur Kenntnis der Bodensorption. Landw. Vers.-Stat. 92. E. Ramann, Über Mineralstoffaufnahme der Pflanzen aus dem Boden. Landw. Vers.-Stat. 87. 1916 und Bodenfragen. D. L. Presse. 1918. Nr. 29.

[3]) G. Wiegner, Zum Basenaustausch in der Ackererde. Journ. f. Landw. 60. 1912. Die Festlegung des Stickstoffs durch sogen. Zeolithe. Journ. f. Landw. 61. 1913. G. Wiegner und Graf Rostworowski, Die Adsorption der Phosphorsäure durch Zeolithe. Ebenda. 60. 1912.

[4]) E. A. Mitscherlich, Lösung und Absorption im Boden. Landw. Jahrb. 46. S. 430.

[5]) G. Wiegner, Boden und Bodenbildung. S. 42.

Seite her läßt immer einen Rest von Merkwürdigkeiten übrig. Die Dispersoidchemie weist dem ganzen Gebiet eine theoretisch hoch interessante Zwischenstellung zwischen den extrem molekularen und extrem grobdispersen Systemen zu. Van Bemmelen deutete die Schwierigkeiten, die vorliegen, gut an, als er von Vorstufen zu chemischen Reaktionen sprach. Fast alle nur denkmöglichen Erklärungsversuche sind beim Basenaustausch gemacht worden, von der rein physikalischen Adsorption, die sich mit den Schwierigkeiten der Äquivalenz des Austausches abfinden muß, über die Diffusion von Ionen in feste Körper hinein, die Erklärungsschwierigkeiten im schnellen Ablauf der Reaktion findet, zur Absorptionsreaktion mit schwankenden Molzahlen, die schlecht rechnerisch über die Erscheinung disponieren läßt, endlich zur starren chemischen Reaktion, die eine ganze Apparatur von Hilfshypothesen aufbieten muß. Das gibt insofern zu denken, als jede Auffassung irgendeine Seite der Erscheinung besser zu interpretieren vermag als die andere. So etwas muß geschehen auf einem Gebiete, in das hinein die einfachen Extremitäten von allen Richtungen her einstrahlen. Wir sehen aber auch die Angemessenheit der dispersoidchemischen Zwischenstellung, die diese Schwierigkeiten vorausahnen, ja erwarten läßt, während die extremen Anschauungen von denselben Schwierigkeiten überrascht werden."

Demgegenüber hat allerdings D. N. Prianischnikow[1]) nach einem sehr einfachen Ausgleich gesucht. „Denn geht man von der Annahme aus", so läßt er sich vernehmen, „daß als Träger der Absorptionserscheinungen im Boden die zusammengesetzten wasserhaltigen Silikate anzusehen sind, welche außer der festgebundenen Tonerde noch bewegliche, zum Austausch fähige Basen enthalten, — wobei dieser ganze Komplex Kolloideigenschaften besitzt —, so erscheint es dem Usus gemäß an Stelle langer Beschreibungen die kurze, bedingte Bezeichnung — zeolithähnlicher — oder Zeolithanteil des Bodens — zu benutzen." Ganz abgesehen davon, daß der Begriff Zeolith ein rein mineralogischer ist und in dem hier benutzten Sinne stets zu einer irrtümlichen Ansicht von der Natur seines Trägers führt, steigen auch Prianischnikow Zweifel für seine Anwendung auf, denn er fährt weiter fort: „Freilich taucht dazwischen die Frage auf, inwieweit die Bodenzeolithe bestimmte chemische Verbindungen nach dem Typus der Doppelsalze sind, wie dieses einige Autoren, wie z. B. Gans, glauben, oder ob es Mischungen von Kolloiden sind, wie andere, z. B. Stremme, annehmen." Allerdings glaubt er sich in Rücksichtnahme auf Untersuchungen von Gedroiz entgegen der Ansicht der „Mehrzahl der Forscher" zugunsten ersterer Auffassung entscheiden zu müssen.

[1]) D. N. Prianischnikow, Die Düngerlehre. Berlin 1923. S. 56.

Was nun die Adsorption der hauptsächlichsten Nährstoffe durch den Boden anbetrifft, so wird der Stickstoff in Form von Salpetersäure bezw. deren Salzen nicht aufgenommen, wohl aber, wie wir auch schon gehört haben, in Form des Ammoniaks. Gegen dieses treten andere Basen im Austausch aus, ebenso wie das adsorbierte Ammon gegen andere, z. B. durch die Düngung in den Boden gelangte Basen, ausgetauscht wird. Da solches nicht allein für Ammoniak, sondern auch für Kalk und Kali zutrifft, so erkennt man ohne weiteres die große Bedeutung dieses Vorganges bei der Düngung. Insbesondere ist es die sogen. Mobilisation der Nährstoffe durch eine Kalkung, die hierauf zurückzuführen ist, indem Kali und Ammon durch Kalk ausgetrieben den Pflanzen zugänglich gemacht werden. Aber nicht nur die oben beschriebenen Doppelsalze oder Austauschkörper allein veranlassen die Adsorption des Ammons, auch Humussäuren und Kohlensäure vermögen eine solche hervorzurufen und ähnliches gilt für das Kali und den Kalk. Die Phosphorsäure wird dagegen rein chemisch von dem etwa im Boden vorhandenen Kalk, der Magnesia oder den Eisen- und Tonerdeverbindungen festgehalten, nur dort, wo die erwähnten Silikatverbindungen basisch sind, vermögen sie sich an der Phosphorsäureadsorption zu beteiligen. In Hinsicht auf den Basenaustausch gilt die allgemeine Regel, daß das Ammonium- und Kaliumion fester als das Natrium- und Kalziumion gebunden werden, sodaß die beiden ersteren im Boden solange in einem unlöslichen Zustande verbleiben, bis sie durch andere Basen, z. B. Kalk, verdrängt und damit löslich gemacht werden. Natrium und Kalzium werden dagegen mit dem Wasserstrom fortgeführt, wodurch sich die Anreicherung des Meereswassers mit Natrium gegenüber Kalium erklärt. Die Kieselsäure verhält sich genau so wie die Phosphorsäure, sie verdankt ihre Adsorption den gleichen Ursachen, da sie gleichfalls mit dem im Boden vorhandenen Kalk, dem Eisen und der Tonerde schwerlösliche Verbindungen eingeht. Auch die Kohlensäure erleidet eine Festlegung, nicht aber die Schwefel-, Salz- und Salpetersäure, da letztere nur leichtlösliche Körper im Boden bilden. Sehr wichtig für das Pflanzenleben ist ferner der Umstand, daß sämtliche Schwermetalle, denen ja bekanntermaßen eine Giftwirkung auf die Pflanzen zukommt, diese Eigenschaft im Boden verlieren, und zwar deswegen, weil sie von ihm adsorbiert und damit unlöslich und unzugänglich für die Pflanze werden. Daß den Adsorptionserscheinungen ein außerordentlich wichtiger Einfluß auf die Höhe des Pflanzenertrages eingeräumt werden muß, liegt auf der Hand. Er kann sich aber in sehr verschiedener Richtung äußern, und es zeigt uns dieses wieder einmal, wie verwickelt sich die Vorgänge bei der Düngung unter derartigen Verhältnissen gestalten können. Setzen wir z. B. den Fall, daß der mit der Düngung gereichte Kalk vom Boden adsorbiert wird, und daß das dem Boden sonst fehlende

Ammon und Kali damit den Pflanzen zugänglich wird, so hat die Adsorption des Kalks sicherlich fördernd auf den Pflanzenwuchs gewirkt. Wird aber ein Nährstoff aus der Düngung unlöslich im Boden festgelegt, so wirkt er, trotzdem dieser Nährstoff dem Boden und der Pflanze fehlt, nicht ertragserhöhend, weil er von der Pflanze nicht aufgenommen zu werden vermag.

Obgleich mit diesen wenigen Angaben das so wichtige Kapitel der Bodenadsorption nicht im entferntesten als erschöpft angesehen werden kann, so sei dennoch nunmehr auf die Erscheinungen der Bodenreaktion, von denen wir schon gehört haben, daß sie in so naher Beziehung zur Sorption und zum Basenaustausch stehen, eingegangen. Die wesentlichsten Merkmale der Bodensorption und ihre Folgen dürften dagegen im voraufgehenden wohl ihre Behandlung gefunden haben.

Die Bedeutung der Bodenreaktion ist unstreitig erst in den letzten Jahren für Boden und Pflanze erkannt und gewürdigt worden. In Gestalt der Frage nach der Bodenversauerung hat sie neuerdings ein derartig praktisches Interesse erregt, daß sich zurzeit auf keinem Gebiet agrikulturchemischer Forschung eine solche Tätigkeit entwickelt hat wie hier, und wir infolgedessen vor einer ganz unübersehbaren Fülle von Untersuchungen, Auffassungen und Erklärungen stehen, deren Kernpunkt wir nur in großen Zügen wiedergeben können. Wir wollen uns zur Hauptsache auf die Untersuchungen H. Kappens beschränken, dem das große Verdienst zukommt, auf dem ganzen Gebiet bahnbrechend gewirkt zu haben.

Kappens Untersuchungen über saure Mineralböden[1]) setzten im Jahre 1916 ein, nachdem A. Baumann und E. Gully[2]) die Existenz der Humussäuren als Urheber der sauren Reaktion der Moorböden in Abrede gestellt und die Säurereaktionen der Humusstoffe kolloid-chemisch erklärt hatten und von Kozai[3]) in einer vorläufigen Mitteilung darauf hingewiesen worden war, daß außer Humussäuren auch gewisse wasserhaltige Silikate, insbesondere Tone, gegen Lackmus sauer reagieren und aus Neutralsalzen in wässeriger Lösung Säure freimachen, sich also ganz entsprechend der Art von manchen humusfreien oder humusarmen sauren Mineralböden verhielten. Desgleichen hatte Daikuhara[4]) einen ein-

[1]) H. Kappen, Studien an sauren Mineralböden aus der Nähe von Jena. Landw. Vers.-Stat. 88. 1916. S. 13.

[2]) A. Baumann und E. Gully, Untersuchungen über die Humussäuren I. und II. Mittlg. d. bayr. Moorkulturanstalt 3 und 4 1909 und 1910. E. Gully, Die Humussäuren im Lichte neuzeitlicher Forschungsergebnisse. Intern. Mittl. f. Bodenk. 5. 1915. S. 232. Sven Odén, Die Humussäuren und die Bodenazidität. Intern. Mittlg. f. Bodenk. 4. 1916. S. 81.

[3]) Kozai, Chem. Ztg. 1908. S. 1187.

[4]) Daikuhara, Bull. of the Imp. Centr. Agrig. Exp. Stat. Japan 1914. vol. 2. Nr. 1. S. 1.

gehenden Bericht über saure Mineralböden Japans und Koreas veröffentlicht, der gemeinsam mit den schon früher begonnenen Untersuchungen der sauren Böden der Domäne Wetzdorf bei Jena[1]) zum Ausgangspunkt der Aziditätsfragen des Mineralbodens wurde.

Schon die erste Arbeit Kappens ließ erkennen, daß es sich in den Bodenreaktionen um Fragen des Ionenaustausches handele, denn er gelangte entgegen Daikuhara zu dem Ergebnis; „Nicht die Adsorption von Aluminium- und Eisenverbindungen oder Salzen ruft die Erscheinung der Bodenazidität hervor, sondern der Ionenaustausch zwischen gelösten Aluminium- und Eisensalzen und dem Boden, bei dem Aluminium- und Eisenionen in den Boden und dafür Kalziumionen in die Lösung gehen." Allerdings stellte sich bald heraus, daß dieses nicht die einzige Ursache der Bodenazidität sei, sondern mehrere Ursachen in Frage kämen. Aber sowohl die saure wie die alkalische Reaktion des Bodens beeinflussen das Wachstum der Pflanzen[2]) ungünstig und nur in neutralen bis schwach alkalischen oder schwach sauren Böden befindet sich die Pflanze wohl, wennschon auch hier verschiedene Ansprüche seitens der einzelnen Pflanzen gestellt werden, denn es sind z. B. von unseren Kulturpflanzen gegen Säure sehr empfindlich: Bohne, Erbse, Klee, Luzerne, Gerste und Weizen, weniger Roggen und Hafer. Die Kartoffel ist sogar dankbar für eine nicht zu stark saure Reaktion, sodaß man zwischen säureempfindlichen oder säurefliehenden bzw. kalkliebenden Pflanzen einerseits und kalkfeindlichen und säureverträglichen Pflanzen andererseits unterscheidet.

Nach H. Kappen[3]) haben wir mehrere Arten der Bodenazidität zu unterscheiden. Die eine Form tritt schon zum Vorschein, wenn man den Boden mit Wasser auszieht. Sie läßt sich in ihrer Stärke unmittelbar durch Titration ermitteln. Freie Säure und saure Salze des Bodens verursachen sie, man hat sie nach Veitch[4]) als aktive oder wirkliche Azidität benannt, und zwar dieses mit vollem Recht, da durch die Anwesenheit an sich sauer reagierender Substanzen im Boden die Veranlassung zu dieser sauren Reaktion gegeben wird. Man könnte nun der Ansicht sein, daß es die freien Humussäuren wären, die diese Reaktion hervorrufen, bedenkt man aber, daß solche überhaupt nur in sehr geringen Mengen vorhanden sind, und daß ferner organische Säuren wie Essigsäure, Oxalsäure und andere auch nur gelegentlich hierfür in

[1]) Solonow, Dissertation. Jena. 1909.

[2]) Vergl. W. Mevius, Reaktion des Bodens und Pflanzenwachstum. Freising-München 1927. Hier findet sich auch ein eingehendes 760 Arbeiten umfassendes Literaturverzeichnis.

[3]) H. Kappen, Über die Aziditätsformen des Bodens usw. Land. Vers.-Stat. 96. 1920 und Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 3. 1924. S. 209.

[4]) Veitch, Journ. of the Americ. Chem. Soc. 1904. S. 637.

Frage kommen werden, da sie als vorzügliche Kohlenstoffquelle der sauren Böden den Pilzen zur Nahrung dienen und daher schnell aufgebraucht werden, so dürften doch wohl zur Hauptsache andere Säuren für die aktive Bodenazidität in Anspruch zu nehmen sein. Kappen erblickt denn auch mit Recht in der freien Schwefelsäure und in den sauer reagierenden schwefelsauren Salzen der Tonerde und des Eisens derartige Substanzen, weil sich die Schwefelsäure dauernd in den an Basen erschöpften Boden durch Zerlegung und Oxydation der schwefelhaltigen organischen (Eiweiß) und anorganischen Substanzen bildet. Diese Säure erweist sich als die einzig starke anorganische Säure, die, wenn auch nur in geringer Menge, so doch fortwährend wirksam neu aus den schwefelhaltigen Stoffen des Bodens auf mikrobiellem Wege erzeugt wird. Nach ihm ist wahrscheinlich stets ein Teil der Azidität unkultivierter Hochmoor- und Heideböden auf Rechnung dieser freien Säure zu setzen[1]), und er gelangt damit zu dem schon von uns an anderer Stelle[2]) zum Ausdruck gebrachten Standpunkt und Satz: „Aber auch für die Zersetzung der unter Hochmoor und anderen sauren Humusablagerungen liegenden Mineralböden, wie natürlich auch der in saurem Humus eingebetteten Gesteine — man denke an den hohen Verwitterungsgrad der in norddeutschen Heidemooren viel verbreiteten Geschiebe — stellt die freie Schwefelsäure einen bisher wenig beachteten aber vielleicht den wichtigsten Verwitterungsfaktor dar". Allerdings ist ihm diese Aziditätsform aus eigenen Untersuchungen wenig bekannt geworden und in reinen Mineralböden konnte sie bisher mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen werden.

Die zweite Form, in der sich die Bodenazidität zeigt, ist diejenige, welche durch Behandlung der Böden mit Neutralsalzlösungen aktiviert wird, indem das Sauerwerden als sekundäre Folge einer Zersetzung der Neutralsalze erfolgt. Diese Aziditätsform galt vormals als ein Beweis für die Gegenwart und Existenz der Humussäuren, insofern als der saure Humus das Neutralsalz unter Freiwerden der in demselben vorhandenen Mineralsäure zerlegt. Man spricht daher von ihr als von einer Neutralsalzzersetzung und versteht darunter die Erscheinung, daß sich der im adsorbierenden Komplex des Bodens vorhandene Wasserstoff gegen den positiv geladenen Anteil des Neutralsalzes etwa in folgender Art austauscht:

$$(\text{Boden H}) + \text{KCl} \rightleftarrows (\text{Boden K}) + \text{HCl}$$

wobei das Gleichgewicht vorwiegend von der Wasserstoffionenkonzentration der in Freiheit gesetzten Säure abhängt. Als Beweismittel für

[1]) Von anderer Seite (J. König und Hasenbäumer, sowie E. Krückmann) wird dagegen die Mitbeteiligung freier Schwefelsäure in Frage gestellt. Vergl. Landw. Jahrb. 1921. S. 234 und Ztschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 5. 1925. S. 88.

[2]) Siehe Seite 48.

die Existenz der Humussäuren kommt diese Aziditätsart aber nicht mehr in Frage, da es sich gezeigt hat, daß sie auch bei sauren Mineralböden in Erscheinung tritt. Es handelt sich in ihr, wie dieses Veitch, Daikuhara und Kappen dargetan haben, um eine Adsorptionserscheinung, und sie ist daher auch von letzterem als „Ionenaustauschazidität" oder kurz „Austauschazidität" bezeichnet worden, und zwar aus dem Grunde, weil sie auf dem Austausch der Ionen des auf den Boden zur Einwirkung gebrachten Neutralsalzes gegen Aluminium- und auch untergeordnet Eisenionen, die in austauschfähiger Form in den kolloiden Bestandteilen des Bodens vorhanden sind, beruht. Diese Reaktion folgt der schematischen Gleichung:

$$(\text{Boden Al}) + 3\ \text{KCl} \rightleftarrows (\text{Boden K}) + \text{AlCl}_3$$

während die Azidität der Lösung als Folge der Hydrolyse des Aluminiumchlorids entsprechend der Gleichung eintritt:

$$\text{Al Cl}_3 + 3\ \text{H}_2\text{O} \rightleftarrows \text{Al (OH)}_3 + 3\ \text{HCl}$$

Das Gleichgewicht stellt sich hier bedingt durch die Konzentration der Aluminiumionen und nur wenig beeinflußt durch die Wasserstoffionenkonzentration ein. Kappen äußert sich über diesen Vorgang wie folgt: „Ihre Entstehung nimmt diese Befähigung der Böden zum Austausch von Aluminium- und Eisenionen dadurch, daß Tonerde- und Eisensalze, die sich in oder auf dem Boden bilden, mit den Bodenkolloiden in Ionenaustausch treten, wobei Kalzium- und andere Metallionen aus den Kolloiden austreten und Aluminium- und Eisenionen an ihrer Stelle in die Kolloide Eingang finden. Also sowohl die Entstehung dieser Art der Bodenazidität als auch die Aktivierung unter dem Einfluß der Neutralsalze beruht auf dem Austausch von Ionen."

Die dritte, bezw. wenn wir so wollen, vierte Aziditätsform ist schließlich die, welche sich in der Zersetzung von aus starken Basen und schwachen Säuren aufgebauten Salzen, wie ein solches z. B. das Natriumazetat ist, offenbart. Salze dieser Art spalten sich schon in wässeriger Lösung z. T. in Base und Säure hydrolytisch auf, und die sauren Böden binden einen Teil der Base und setzen dadurch die äquivalente Säuremenge in Freiheit. Diese Fähigkeit der Zerlegung hydrolytisch aufgespaltener Salze, die Kappen als hydrolytische Azidität benannt hat, findet sich nicht nur bei allen sauren Humusböden, sondern ist auch bei sehr vielen Mineralböden, die wenig oder keinen Humus führen, eine weit verbreitete Erscheinung.

Diese Tatsache erweist sich aber insofern von besonderer Bedeutung, als sie darauf hinweist, daß die hydrolytische Azidität nicht allein der Ausfluß der Wirkung der Humussäuren ist, wie dieses früher allgemein angenommen wurde, sondern, daß sie auch Adsorptionserscheinungen der Bodenkolloide ihr Zustandekommmen verdankt. Wir

wollen jedoch auf diese Dinge nicht weiter eingehen[1]). Ganz allgemein können wir sagen: Bodensäure bedeutet nichts anderes als die Gegenwart eines Überschusses an H^+-Ionen in der Bodenlösung. Über ihr Zustandekommen haben wir mancherlei erfahren, zumeist wird aber die Fäulnis der organischen Substanzen im Boden, die bekanntermaßen bei Abschluß von Luft sehr stark einsetzt, dafür verantwortlich zu machen sein.

Um die Säurebildung dieser Art zu verhindern, wird es entweder erforderlich sein, für eine genügende Anwesenheit von Kalk, der die Zersetzung der organischen Substanz regelt, zu sorgen oder dem Wasser freien Abzug in den Untergrund zu ermöglichen. In der Natur wird dieses freilich nicht immer, infolge der oftmals vorhandenen Ortsteinbildung im Untergrund, möglich sein, die ja gleichfalls als Ausfluß der Anwesenheit von Rohhumusbildungen im Obergrund zu gelten hat. In diesem Fall muß also der Rohhumusbildung in den oberen Schichten des Bodens entgegengetreten werden. Hinsichtlich des Ortsteins selbst ist wohl das einzig erfolgreiche Mittel, ihn aufzureißen, um ihn ständig mit der oxydierend wirksamen Luft in Berührung zu lassen[1]).

Wenden wir uns nun der Bodenversauerung selbst zu, so können wir sie als einen Zustand des Bodens bezeichnen, der durch

[1]) Siehe ferner H. Kappen, Zu den Ursachen der Azidität der durch Ionenaustausch sauren Böden. Landw. Vers.-Stat. 89. 1916. S. 40. H. Kappen und H. Heimann, Die Neutralsalzzersetzung durch Humusstoffe. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 1. 1922. S. 345. A. Densch, Wesen und Bedeutung der Bodenazidität. Ebenda. 3. 1924. S. 218. H. Kappen und W. Hümmelchen, Die Neutralsalzzersetzung durch Kolloide. Ebenda. 3. 1924. S. 289. H. Kappen und K. Bollenbeck, Über die Bedeutung der Aziditätsformen der Böden usw. Ebenda. 4. 1925. S. 1. H. Kappen, Untersuchungen zur Bodenaziditätsfrage durch Vegetationsversuche. Ebenda. S. 202. O. Nolte, Neutralsalzzersetzung durch Kieselsäure. Ebenda. S. 191. O. Arrhenius, Der Kalkbedarf des Bodens. Ebenda. A. 5. 1925. S. 195. E.W. Bobko und D.W. Douschinin, Einfluß einzelner Faktoren auf die Reaktion der Bodenlösung. Ebenda. S. 345. H. Kirste, Über das Pflanzenwachstum auf sauren Böden. Ebenda. S. 129. H. Niklas und A. Hock, Zur Frage der Austauschazidität usw. Ebenda. S. 370. E.W. Bobko und D. L. Askinasi, Bestimmung der Absorptionskapazität und des Ungesättigkeitsgrades der Böden. Ebenda. 6. 1926. S. 99. H. Kappen und W. Bergeder, Über die Beziehungen zwischen physiologischer Azidität der Düngesalze und Bodenazidität. Ebenda. 7. 1926. S. 291. H. Kappen u. J. Breidenfeld, Zur Kenntnis der Säurewirkungen der Kieselsäure und gewisser Silikate. Ebenda. S. 174. D. L. Askinasi, Aziditätsformen und Adsorptionskapazität von Böden. Ebenda. 8. 1927. S. 194. H. Kappen und F. Rung, Über Ionenaustausch der zeolithischen Silikate. Ebenda. S. 345. Vergl. ferner Verhandlungen der II. Kommission d. Intern. Bodenkundl. Ges. Groningen. 1926.

[1]) Vergl. u. a. Emeis, Über Bildung und Kultur des Ortsteins. Allg. Forst- u. Jagdztg. 1886 und Zur Aufschließung des Ortsteins durch Entwässerung. Ebenda. 1899. K. v. Zimmermann, Über die Bildung von Ortstein im Gebiet des nordböhmischen Quadersandsteins usw. Leipa 1904. W. Graf zu Leiningen, Bleichsand und Ortstein. Abhdlg. d. Naturhistor. Ges. Nürnberg. 19. Bd. 1. 1911.

die Verarmung des Bodens an basischen Stoffen, besonders an Kalk, hervorgerufen wird. Er übt einen ungünstigen Einfluß sowohl auf die physikalischen, als auch chemischen und biologischen Eigenschaften des Bodens aus, sodaß er sich letzten Endes unliebsam auf den Ausfall der Ernten auswirkt, und zwar geschieht dieses um so mehr, je weiter die Verarmung des Bodens an Basen vorangeschritten ist. Wenn wir nun auch im voraufgehenden schon manches über das Zustandekommen der sauren Reaktion im Boden als Folge besonderer physikalisch-chemischer Vorgänge erfahren haben, so fragt es sich doch, welcher Umstand die eigentliche Veranlassung hierfür im Boden ist. Sicherlich können eine ganze Anzahl von Erscheinungen und Änderungen in der natürlichen Beschaffenheit des Bodens die Basenverarmung desselben bedingen, aber keine erweist sich von so großer Bedeutung in dieser Richtung wie der chemische Zerfall der Gesteine bei der Verwitterung. Die uns schon weidlich bekannte Hydrolyse des Wassers in Gemeinschaft mit der zerlegenden und auflösenden Wirkung der Kohlensäure auf die Silikat- und Karbonatanteile des Bodens löst den Kalk und die Basen aus ihrem Verbande und entführt sie aus dem Boden. Diesen Vorgang unterstützen nicht allein die Wurzeln der höheren Pflanzen durch Kohlendioxydabgabe, auch die Bakterien beteiligen sich daran, und im Humusboden wirken Humussäuren und die sich ständig neubildende Schwefelsäure in gleicher Richtung, sodaß sich auch im Mineralboden unter Bedeckung mit organischer Substanz (Rohhumus) die stärksten Umwandlungen genannter Art vollziehen. Desgleichen wird der Boden durch die Entnahme von Kalk in den jährlichen Ernten an Kalk verarmt, und die durch die Düngung verabreichten physiologisch sauren Salze tragen ebenfalls zur Versauerung des Bodens bei. Zieht man in Rücksicht, daß im ersteren Fall bei kalkliebenden Pflanzen je Jahr und Hektar bis zu 250 kg in Verlust geraten, und daß nach Lysimeterversuchen während gleicher Zeit und für gleiche Bodenfläche bis zu 600 kg Kalk ausgelaugt werden, so erscheint die Verarmung des Bodens an Kalk als eine recht natürliche Folge aller genannten Geschehnisse.

Solange jedoch der im Boden vorhandene kohlensaure Kalkgehalt die Verluste noch zu decken vermag, ist keine Gefahr zu befürchten. Ist er aber verloren gegangen, dann treten alle jene Vorgänge in ihre Rechte, die zu einer völligen Verarmung des Bodens an Basen führen.

Jene Körper, die für den gedachten Vorgang zur Hauptsache in Frage kommen und die durch den Verwitterungprozeß neu entstanden sind, sind nichts anderes als die uns schon bekannten „zeolithartigen Substanzen“ des Bodens, wie sie uns die van Bemmelensche Methode im Verwitterungssilikat A übermittelt, und denen nach Ganßen das Molekularverhältnis von 3—6 Mol. SiO_2 : 1 Mol. Al_2O_3 : 1 Mol. Base, unter denen CaO und MgO vorherrschen, zukommt, wie wir dieses

schon früher erfahren haben. Sie sind leicht durch Säuren zerlegbar, und wenn der kohlensaure Kalk aus dem Boden entfernt ist, so bemächtigen sich die Säuren dieser Körper, holen die Basen aus ihnen heraus und damit beginnt erst die eigentliche Versauerung des Bodens. Anschließend hieran erleiden auch die humussauren Salze des Bodens eine Zerlegung, denn auch sie führen Basen, die auf dem gleichen Wege eine Fortfuhr erfahren.

Dieser Verarmungszustand des Bodens an basischen Bestandteilen läßt sich analytisch erfassen, denn es hat sich gezeigt, daß die zeolithartigen Körper durch diesen Vorgang eine andere molekulare Zusammensetzung erhalten. Zwar bleibt das Verhältnis von $SiO_2 : Al_2O_3$ nahezu gleich, aber das Verhältnis der Basen zur Kieselsäure und Tonerde geht von 1 auf 0,8—0,5 herab. Künstlich ist dieser Vorgang an dem uns schon wiederholt begegneten Permutit vorgenommen worden, indem derselbe mehrmals mit Essigsäure behandelt worden ist. Nach Kappen[1]) erlitt der Permutit unter solchen Bedingungen folgende Veränderung in seiner Zusammensetzung:

	unbehandelter Permutit	1 mal	3 mal	6 mal	9 mal	15 mal
			mit Essigsäure behandelt			
SiO_2	42,5	43,2	43,4	42,2	42,4	42,1
Al_2O_3	22,3	22,6	22,8	22,2	21,9	19,1
Na_2O	14,4	11,8	7,5	4,1	2,5	0,0
H_2O	21,6	22,4	26,4	31,5	33,2	39,3.

Es ergibt sich hieraus nachstehende Veränderung des Molekularverhältnisses:

unbehandelt				3,23 Mol.	SiO_2	: 1 Mol.	Al_2O_3	: 1 Mol.	Na_2O
1 mal	behandelt	mit	Säure	3,24 „	„	: 1 „	„	: 0,86 Mol.	Na_2O
3 „	„	„	„	3,22 „	„	: 1 „	„	: 0,56 „	„
6 „	„	„	„	3,10 „	„	: 1 „	„	: 0,30 „	„
9 „	„	„	„	3,28 „	„	: 1 „	„	: 0,18 „	„
15 „	„	„	„	3,65 „	„	: 1 „	„	: 0,00 „	„

Sehr interessant ist die sich aus diesen Zahlen ableitende Feststellung, daß anstatt der vorhandenen Base Wasser in das Molekül der zeolithischen Substanz, Permutit, eintritt und daß schließlich nur noch ein Komplex von Kieselsäure und Tonerde übrig bleibt, der von Ramann als „Permutitsäure“ angesprochen worden ist. Unter den natürlichen Verhältnissen im Boden geht dieser Vorgang nicht so weit wie beim Permutit, und auch bei den Humaten vollzieht sich ein ähnlicher Vorgang, doch ist dieser bisher weniger studiert worden.

[1]) H. Kappen, Die Bodenversauerung, Ursache, Folgen und Abhilfe. Berlin 1926. S. 9 und 10, welcher Abhandlung auch im obigen gefolgt ist.

Also als Folge des Basenverlustes stellt sich die Veränderung der Bodenreaktion ein, indem die entbasten zeolithartigen Substanzen des Bodens auf die sich im dissoziierten Zustande befindlichen Salzlösungen des Bodens einwirken, wodurch ein Überschuß von H^+-Ionen hervorgerufen wird, der die Veranlassung zur sauren Reaktion ist. Der Boden reagiert solange alkalisch, als noch kohlensaurer Kalk vorhanden ist, ja, selbst dann, wenn dieser gelöst und ausgewaschen worden ist, tritt noch schwach alkalische Reaktion auf, wenn auch diesmal ausgehend von den zeolithischen Silikaten, die zwar nur schwach hydrolytisch aufgespalten, dennoch neben schwacher Kieselsäure starke Basen hervorgehen lassen, sodaß ein Überschuß von OH^--Ionen als Erzeuger der basischen Reaktion vorhanden ist. Erst ganz allmählich vermindern sich mit der Verarmung der zeolithartigen Körper an Basen die OH^--Ionen, und über neutrale Reaktion setzt schließlich schwach saure Reaktion ein, wenn ein Überschuß von H^+-Ionen erreicht ist. Die H^+-Ionen sind in diesem Fall aber auch nur in geringer Menge zugegen, sie bilden die Veranlassung des Auftretens der sogen. aktuellen Azidität, die eben durch die Anwesenheit freier H^+-Ionen bedingt ist. Der weitere Anteil des Säurewasserstoffes ist mit dem zeolithischen Silikatrest fest verbunden, gewissermaßen latent, und stellt die potentielle Azidität vor.

Daher ist es denn auch möglich, durch Angabe der Ionenreaktion, und zwar genügt hierfür die Wasserstoffionenkonzentration, einen Ausdruck für den Reaktionszustand des Bodens zu gewinnen. Denn da die Menge der H-Ionen im Liter Wasser 0,0000001 g beträgt (nämlich $1 \cdot 10^{-7}$ g im Liter, d. i. $\frac{1}{10^7}$ g = 0,0000001 g), so zeigt ein Heruntergehen der H^+-Konzentration unter $1 \cdot 10^{-7}$ einen Überschuß an OH^--Ionen und damit basische Reaktion an, während eine H^+-Konzentration größer als dieser Wert saure Reaktion zu erkennen gibt. Die Bestimmung der aktuellen H-Ionenkonzentration ist besonders durch die Einführung kolorimetrischer Methoden[1]) gefördert worden, aber auch die

[1]) Da es unmöglich ist, alle Methoden der Aziditätsbestimmung hier auch nur zu erwähnen, sei auf die analytischen Lehrbücher, welche diese Methoden doch zum größten Teil bringen, hingewiesen. Wahnschaffe-Schucht, Wissenschaftliche Bodenuntersuchung. 4. Aufl. Berlin 1924. G. Wiegner, Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum. Berlin 1926. K. Gedroiz, Chemische Bodenanalyse. Berlin 1926. J. König, Untersuchung landwirtschaftlich und landwirtschaftlich-gewerblich wichtiger Stoffe. 5. Aufl. Berlin 1923. Auch sei auf die Arbeiten G. Hagers, Zur Aziditätsbestimmung der Mineralböden. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 4. 1925. S. 159 und 227, R. Ganßen, Ebenda. S. 234, D. J. Hissink, Ebenda. S. 235, O. Lemmermann, Ebenda. S. 222, O. Arrhenius, Ebenda. S. 30 und 348, H. Niklas, Ebenda. S. 222, E. Ramann, Ebenda. S. 27, O. Nolte, Ebenda. S. 234, M. Trenel, Ebenda. S. 239 aufmerksam gemacht.

elektrometrische Bestimmung ist neuerdings sehr verbessert worden (Chinhydron-Methode), sodaß ihre Ausführung nur wenig Zeit in Anspruch nimmt. Von theoretischen Gesichtspunkten aus muß sie am meisten befriedigen. Man drückt den Befund ihrer Untersuchungen in bequemer Weise durch die sogen. pH-Werte oder Reaktionszahl aus. Ihr Wert ist absolut genommen sehr klein, da ja die H-Ionenkonzentrationen im Boden sehr gering sind. Man versteht unter pH den negativen Logarithmus der Normalität der H^+-Ionen. Es bedeutet demzufolge pH 7 $= \frac{n}{10^7}$ H, sie ist zugleich der Neutralpunkt. Sind daher die gefundenen Werte kleiner als 7, so bezeichnen sie Azidität, sind sie größer, so weisen sie auf alkalische Reaktion hin. Der pH-Wert schwankt im Boden zwischen 3 und 11. Mitunter kommen auch wohl außerordentlich saure Böden mit einem Wert von 1,7 vor, desgleichen sind für alkalische Böden des ariden Gebietes Werte mit der soeben schon genannten höchsten pH-Zahl bekannt geworden.

Nun auch noch einige Worte über das sogen. Pufferungsvermögen[1]) des Bodens, das in dem neuesten Schrifttum soviel von sich reden gemacht hat und im Grunde nichts anderes als die Beseitigung, d. i. Bindung der Säuren durch die basischen Bestandteile des Bodens, d. h. also eine Neutralisation, ist. Der Begriff der Pufferung ist der Physiologie entnommen und gerade nicht in sehr glücklicher Weise auf die Verhältnisse des Bodens übertragen worden[2]). Da die Versauerung des Bodens, wie wir gesehen haben, lediglich als eine Verarmung an basischen Stoffen aus den silikatischen und Humatanteilen des Bodens aufzufassen ist und diese Stoffe die einzigen im Boden sind, welche basische Substanzen zur Neutralisation herzugeben vermögen, so muß das Neutralisations-(Pufferungs-)vermögen mit dem Grade der Entbasung dieser Substanzen abnehmen. Man sagt im letzteren Fall, ein solcher Boden puffere schlecht. Kalkböden z. B. puffern stark gegen saure Reaktion, Humusboden stark gegen alkalische Reaktion und Tonböden sind schwächer gegen saure und alkalische Reaktion gepuffert, während Quarzsand und Podsolböden wenig gepuffert sind[3]).

Neutraler Boden nimmt nur wenig von basischen Stoffen auf, um so mehr aber von ihnen, je verarmter er an Basen geworden ist, da sich die zeolithartigen Körper wieder in den ursprünglich gesättigten Zustand umzuwandeln trachten, bis das alte Molekularverhältnis von

---

[1]) Siehe E. Ramann, Pufferwirkungen der kohlensauren Salze usw. Zeitschr. f. Forst- und Jagdwes. 1922. S. 1.

[2]) H. Kappen, Über den Begriff und die Bestimmung des Pufferungsvermögens usw. Zeitschr. f. Pflanzenernährung. A. 8. 1927. S. 277.

[3]) H. Jenny, Reaktionsstudien an schweizerischen Böden. Landw. Jahrb. d. Schweiz. 39. 1925. S. 274.

6—3 SiO_2 : 1 Al_2O_3 : 1 Base wieder hergestellt und damit die Neutralität eingetreten ist.

Trotz der in letzter Zeit vielseitigsten Beschäftigung mit der Wasserstoffionenkonzentration des Bodens besteht hinsichtlich ihrer Bedeutung als Bodenfaktor, selbst in sehr fundamentalen Dingen, noch recht große Unsicherheit. Zwar weiß man, daß die pH-Grenzen, innerhalb welcher die Pflanzen zu gedeihen vermögen, für verschiedene Arten verschieden sind, aber es ist so gut wie nichts über die Art und Weise, wie die H^+-Ionen die Pflanzen affizieren, bekannt. Man hat angenommen, daß sie die Ladung der Protoplasmakolloide und demzufolge die Permeabilität für Salze beeinflussen. Auch soll eine hohe H^+-Ionenkonzentration die Adsorption von Kalium und Kalzium verringern, und die Aufnahme des Eisens soll gleichermaßen davon abhängen.

Die bisher vorliegenden Beobachtungen über die Wirkung der H^+-Ionen auf das Gedeihen der Pflanzen erstrecken sich fast ausschließlich auf die aktuelle Azidität, sodaß es zurzeit noch nicht möglich erscheint, ein zutreffendes Urteil über die Bedeutung der H^+-Ionenkonzentration als Vegetationsfaktor abzugeben. Da z. B. Azotobacter seine Tätigkeit nur in bestimmten Grenzen der H^+-Konzentration ausübt, so hat bekanntlich H. R. Christensen[1]) seine Kalkprobe darauf aufbauen können. Salpeterbakterien werden desgleichen bei saurer Reaktion deutlich in ihrer Tätigkeit geschwächt, allerdings erst bei dem Grade, der durch die Austauschazidität wiedergegeben wird. Pilze lieben aber stets saure Reaktion und Knöllchenbakterien werden durch sie ungünstig beeinflußt.

Sicher ist jedenfalls, daß gewisse Eigenschaften des Bodens durch die saure Reaktion stark in Mitleidenschaft gezogen werden, wie u. a. der Übergang des Bodens aus dem Zustande der Krümel- in den der Einzelkornstruktur, indem der Dispersitätszustand des Tons und der Humussubstanzen durch sie eine Veränderung erfährt. Auch wird die Löslichkeit gewisser Mineralstoffe durch die H-Ionen erhöht. Es vermag daher in vielen Fällen die H^+-Ionenkonzentration als ein Symptom oder als Indikator eines besonderen Entwicklungszustandes eines Bodens zu gelten, jedoch bedeutet die Ermittelung der Wasserstoff- und Pufferungszahlen für praktische Zwecke nicht viel. Hier ist es wichtiger den hydrolytischen und den Austauschaziditätsgrad zu kennen, denn ersterer macht uns mit dem Anfang der Bodenversauerung bekannt, er dient gewissermaßen als Warnungssignal, letzterer zeigt uns an, daß wir mit Schädigungen zu rechnen haben und daß es höchste Zeit ist, der Versauerung ent-

---

[1]) Harald R. Christensen, Tidskr. f. planteavl. 21. 1914. S. 321 und 28. 1923. S. 733 und Unters. über das Kalkbedürfnis des Bodens. Zeitschr. f. Pflanzenernährung. 1. 1922. S. 265.

gegenzuarbeiten. Dies kann natürlich bevorzugt durch Zufuhr von basischen Stoffen, insbesondere Kalk, geschehen[1]).

Schließlich vermögen auch die Pflanzen selbst eine Reaktionsveränderung des Bodens zu erzeugen, indem sie aus einem dargebotenen Düngesalz den basischen oder sauren Anteil zur Aufnahme bevorzugen und damit den anderen Teil in Freiheit setzen. Man spricht in diesem Falle von physiologischen Reaktionen, und es sind Salpeter und Ammonsulfat sowie die Kalidüngesalze die besten Beispiele hierfür[2]). Daß überhaupt durch die Zugabe der Düngung die allerverschiedensten chemischen Prozesse im Boden ausgelöst werden, bedarf wohl nur des Hinweises. Im einzelnen auf alle diese Verhältnisse, insbesondere auf die durch die Kalkung[3]) in dieser Richtung veranlaßten Veränderungen, einzugehen, würde aber bei weitem den Rahmen unseres Buches überschreiten. In diesen wie in vielen anderen Fragen der Bodenchemie handelt es sich z. T. um Fragen der Düngung und Ernährung der Pflanze, die allerdings nur schlecht vom Boden abgetrennt werden können, aber streng genommen doch als nicht mehr ins eigentliche Gebiet der Bodenlehre fallend, hier nicht alle behandelt werden können. Es sollte im vorliegenden Kapitel auch nur ein Ausschnitt aus den wesentlichsten chemischen Wandlungen des Bodens gegeben sein, der gewissermaßen nur grundlegend über derartige Vorgänge im Boden unterrichtet und die Vertiefung auf diesem Gebiet einem eingehenden Spezialstudium überläßt.

Was aber wohl mit größter Sicherheit aus den Darlegungen über die chemische Beschaffenheit des Bodens und deren Folgeerscheinungen hervorgeht, ist die Erkenntnis, daß die chemischen Wachstumsfaktoren des Bodens zwar außerordentlich verwickelt auf den Pflanzenertrag zur Geltung gelangen, aber letzten Endes doch die ausschlaggebenden Vegetationsfaktoren sind.

---

[1]) Vergl. u. a. A. Gehring, Die Methoden zur Bestimmung des Kalkbedürfnisses der Böden. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 8. 1927. S. 257 und in Gemeinschaft mit A. Peggan u. O. Wehrmann. Ebenda. S. 321.

[2]) H. Kappen u. W. Bergeder, Über die Beziehungen zwischen der physiolog. Azidität der Düngesalze und zwischen der Bodenazidität. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 7. 1926. S. 291.

[3]) F. Scheffer, Über die Art der Umwandlung des Ätzkalkes im Boden und ihre Ursachen. Journ. f. Landw. 76. 1925. G. Hager, Die Umwandlung des Ätzkalkes im Boden usw. Ebenda. 65. 1917 und G. Hager, Bodenstruktur und Kolloidchemie. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 2. 1923. S. 292.

Kapitel 4

Der Boden in biologischer Hinsicht

Das Gebiet der Bodenbiologie ist höchst umfangreich, versteht man doch unter Biologie des Bodens die Gesamtheit aller Erscheinungen und Veränderungen, die der Boden unter dem Einfluß des organischen Lebens erfährt. Einen Teil dieser Vorgänge haben wir schon im Kapitel über die „organische Verwitterung" behandelt, und wenn es auch nicht unsere Aufgabe sein kann, aller sonstigen Einflüsse und Wirkungen des organischen Lebens auf den Boden, die sowohl in physikalischer wie chemischer und auch biologischer Richtung liegen, zu gedenken, so möchten wir doch auch hier einige besondere Fälle der biologischen Geschehnisse von allgemeinster Wichtigkeit für die Ausnutzung des Bodens als Standort der Pflanzen herausgreifen, um damit zugleich auf die große Bedeutung dieser Vorgänge für das Wesen und die Natur des Bodens hinzuweisen.

Von allen biologischen Geschehnissen in der Ackererde sind wohl unstreitig die durch mikrobielle Tätigkeit ausgelösten Zersetzungen und Umwandlungen der organischen Substanz die wichtigsten Erscheinungen, die wiederum ihren Höhepunkt in der Wandlung des Stickstoffes haben, ganz abgesehen davon, daß der künstliche Eingriff des Menschen bei der Bearbeitung und Düngung des Bodens sowie bei sonstigen Kulturmaßnahmen schließlich auch nichts anderes als ein Akt biologischer, und zwar hier von Menschen vollzogener, Tätigkeit ist.

Bei dem an sich nur geringen Stickstoffkapital unserer Böden gewinnt der Vorgang der Wandlung des Stickstoffes im Boden für die Versorgung der Pflanzen mit diesem Nährstoff die allergrößte Bedeutung, und zwar dieses um so mehr, weil er in Verbindung mit C, H und O in der organischen Substanz in einer ursprünglich schwer zugänglichen, für die Pflanze unlöslichen Form vorliegt, sodaß die mikrobielle Tätigkeit überhaupt erst eine Versorgung der Pflanze mit Stickstoff gewährleistet. Dies gilt uneingeschränkt für alle Stickstoffverbindungen des natürlichen Bodens, aber auch die meisten, man darf sogar sagen, eigentlich alle stickstoffhaltigen Düngemittel mit Ausnahme des Salpeters, bedürfen der Mitwirkung des organischen Lebens in Gestalt der Bakterienwelt, um Aufnahme und Eingang in die Pflanze zu finden.

Die sich an den mikrobiellen Vorgängen des Bodens zur Hauptsache beteiligenden Lebewesen sind die Spaltpilze oder Bakterien und die Fadenpilze. Während die Bakterien die neutralen oder schwachalkalisch reagierenden Böden bevorzugen, sind die Fadenpilze in sauren Böden zu Hause. Auch in Hinsicht auf den Lichtgenuß verhalten sich beide Gruppen verschieden, insofern sich die Bakterien im allgemeinen als lichtscheu erweisen, die Fadenpilze dagegen einen Anreiz durch Licht erhalten oder doch jedenfalls durch dasselbe in ihrer Entwicklung nicht gestört werden. Hinsichtlich der Sauerstoffbedürftigkeit liegen die Verhältnisse bei den Bakterien sehr verschieden, was wohl als Ausfluß ihrer außerordentlichen Anpassungsfähigkeit zu gelten hat, denn während einige Arten ohne reichlichen Sauerstoffgehalt nicht existieren können, kommen andere Arten, welche nur einen geringen bis fast gar keinen Bedarf daran haben, vor. Die Fadenpilze dagegen beanspruchen stets Sauerstoff. Sowohl Bakterien wie Fadenpilze vegetieren zumeist in den obersten, lockeren Bodenschichten. Schon von 25 cm Tiefe an verringert sich die Menge der Bakterien beträchtlich, um in einer Tiefe von 50 cm ganz aufzuhören, wogegen die Fadenpilze etwas größere Tiefe als die Bakterien zu erreichen scheinen.

Ohne hier auf die besonderen Arten der Bakterien eingehen zu wollen, sei nur darauf hingewiesen, daß für einen jeden Vorgang der Umwandlung der organischen Substanz und ihrer besonderen Bestandteile, wie vor allen Dingen auch der Stickstoffverbindungen, stets nur eine oder mehrere besondere Arten in Frage kommen, sodaß man Fäulnisbakterien, Zellulosezerstörer, und hier wiederum Wasserstoffgärungs- und Methangärungs-Erreger, voneinander unterscheidet, oder von Stickstoff-, Schwefel- und Eisenbakterien spricht. Die Stickstoffbakterien zerfallen wieder in Ammonbildner, in nitrifizierende, denitrifizierende, nitritbildende und stickstoffestlegende Bakterien und den Fadenpilzen fällt im besonderen die Bildung des Humus zu.

Damit der als Eiweiß- oder Amidstickstoff in der organischen Substanz des Bodens enthaltene Stickstoff der Pflanze zugänglich wird, muß er durch Fäulnis in Ammoniak und dieses durch Nitrit- und Nitratbakterien nacheinander in salpetrigsauren und Salpeterstickstoff überführt werden, welchen letzteren Vorgang man als Nitrifikation bezeichnet.

$$NH_3 + 3O = HNO_2 + H_2O$$
$$HNO_2 + O = HNO_3$$

In ähnlicher Weise wird der in den Boden gelangte Harnstoff zu Ammoniakstickstoff abgebaut, $CO(NH_2)_2 + 2H_2O = (NH_4)_2CO_3$, und dieser der Nitrifikation unterzogen. Auch hier sind es vorwiegend Bakterien, denen die Ammonisation zufällt, aber auch Fadenpilze beteiligen sich daran. Andererseits wird auch unter Umständen der Salpeterstickstoff im sogen. Denitrifikationsprozeß entbunden. Im Boden

erfolgt solches, wenn in denselben wenig zersetzte organische Materialien, insbesondere Stroh, gelangen. Frischer Stalldung, besonders Pferdedung, wirkt in gleicher Richtung, weil die denitrifizierenden Bakterien im unverrotteten Stroh günstige Bedingungen für ihre Entwicklung finden. Ferner ist die Zellulose im Boden noch in anderer Richtung von weittragender praktischer Bedeutung, insofern als durch sie eine Festlegung des Stickstoffes im Organismus der niederen Lebewesen in Form von Eiweiß stattfindet und damit, wenn auch nur vorübergehend, den Pflanzen entzogen wird, denn schließlich macht auch das Bakterieneiweiß den schon beschriebenen Übergang in Salpeterstickstoff durch. Jedenfalls erkennt man schon aus all' diesen allgemeinen Angaben, daß der Mikroorganismenwelt eine bevorzugte Rolle im Stickstoffhaushalt des Ackerbodens zufällt. Daß sich die angedeuteten Vorgänge in ihrem Zustandekommen und in ihrem Ausmaß von den verschiedensten äußeren Umständen recht abhängig erweisen, sei nur erwähnt, um damit die Mannigfaltigkeit der auf diesem Gebiete im Boden auftretenden Erscheinungen anzudeuten. Wasser- und Luftgehalt des Bodens, Bearbeitung und Düngung desselben zwingen die Vorgänge nach ganz besonderer Richtung hin sich zu vollziehen, sodaß die Schwierigkeiten der Erkennung und Beherrschung dieser Vorgänge erst mit weiterer Einsicht in dieselben beginnen, jedoch für unsere Darlegungen zu weitgehend sind, um sie im einzelnen auch nur oberflächlich verfolgen zu können.

Außerdem schließt sich hieran das Problem der Stickstoffbindung aus der Luft durch die Tätigkeit gewisser Bakterien (Azotobacter, Knöllchenbakterien usw.) im Ackerboden an, das aber hier, weil schon früher behandelt, vernachlässigt werden kann.

Was von dem Stickstoffhaushalt gesagt wurde, das gilt nun auch in Beziehung auf organische Substanz, Schwefel, Phosphorsäure und viele andere Bestandteile des Bodens. Man ist bisher aber nur am besten über den Stickstoffumsatz und den der organischen Substanz unterrichtet und findet hierüber in jedem größeren Lehrbuch der Düngerlehre[1]) genügend Aufschluß, sodaß auch bezüglich der einschlägigen Literatur hierauf verwiesen sein möge, während die Erkenntnis hinsichtlich des Schwefels[2]), der Phosphorsäure[3]) und sonstiger Bodenkonstituenten[4]) erst neuerdings Förderung erfahren hat.

[1]) Vergl. auch E. Wollny, Die Zersetzung der organischen Stoffe und die Humusbildungen. Heidelberg. 1897.

[2]) H. Kappen, Über die Umwandlungen von Schwefel und Schwefelverbindungen im Ackerboden. Landw. Vers.-Stat. 86. 1915. S. 1. A. Rippel, Über einige Fragen der Oxydation des elementaren Schwefels. Centralb. f. Bakt. 62. 1924. S. 290.

[3]) A. Koch u. E. Kröber, Der Einfluß der Bodenbakterien auf das Löslichwerden der Phosphorsäure. Fühlings Landw. Ztg. 55. 1906. S. 225. A. Koch u. A. Oelsner, Über Nukleoproteid spaltende Bakterien usw. Biochem. Zeitschr. 134. 1922. S. 76. R. Schnücke, Der Phosphorstoffwechsel einiger Pilze. Ebenda. 153. 1924. S. 372.

[4]) K. Bassalik, Zeitschr. f. Gärungsphys. 2. 1912. S. 1 und 3. 1913. S. 15.

Über den uns nunmehr zu beschäftigenden, meist gleichfalls als Ausfluß der Lebenstätigkeit der Mikroorganismen im Boden angesprochenen, überaus wichtigen Vorgang der Bodengare äußert sich E. Ramann[1]) in bezeichnender Weise wie folgt: „Mit Recht oder Unrecht bringt man eine eigentümliche Struktur des Bodens, die praktisch von höchster Wichtigkeit ist und den Pflanzen gutes Gedeihen sichert, mit der Tätigkeit der niederen Organismen in Zusammenhang", wodurch er allerdings die Mitbeteiligung der Mikroorganismen mehr oder weniger in Frage stellt. Auch P. Ehrenberg hat in seinen „Bodenkolloiden" das Problem von etwas anderen Gesichtspunkten, nämlich kolloidchemisch, zu lösen versucht, gibt aber letzten Endes doch zu, daß die Kleinlebewesen für den Eintritt des gedachten Bodenzustandes insofern erforderlich sind, „als sie dafür sorgen, daß ständig Kohlensäure, daneben auch Salpetersäure, in ausreichender Konzentration im Bodenwasser vorhanden ist, um durch Bildung der ensprechenden Kalk- und in geringerem Umfange auch Magnesiumsalze die Ausflockung der Bodenkolloide zu sichern", wenn er sich auch vorstellen könnte, „daß ausreichende Mengen löslicher Kalk- und Magnesiumsalze aus anderer Quelle geliefert würden, wenngleich das unter natürlichen Verhältnissen nicht der Fall ist und im Versuch zum mindesten schwer durchzuführen sein dürfte"[2]).

Diesen besonderen Bodenzustand, um den es sich im nachfolgenden handelt, und der in seinem Zustandekommen durchaus noch nicht völlig aufgeklärt erscheint, ist die Bodengare, die in einer ausgeprägten Krümelung und lockeren Lagerung des Bodens besteht und allen Böden, die sich in guter Kultur befinden, eigentümlich ist. Besonders im Frühjahr äußert sich dieser Zustand und läßt sich leicht dadurch wahrnehmen, daß der den derartig beschaffenen Ackerboden betretende Fuß tief in ihm einsinkt und der Boden um die Eintrittsstelle herum nachgibt und einfällt. Diese lockere Beschaffenheit des Bodens hat schon frühzeitig zu einem Vergleich seines Zustandes mit dem eines aufgehenden Brotteiges geführt, und man hat dementsprechend eine Gasentwicklung als dabei tätig und wirksam angenommen, die das brotteigartige Aufgehen veranlaßt habe[3]). Mitscherlich hat der Auffassung von der auftreibenden Wirkung der durch Mikroorganismentätigkeit erzeugten Kohlensäure zugestimmt, wogegen E. Wollny[4]) von einer Vermehrung des Hohlraumvolumens durch die Gare nichts wissen will. Daß die Annahme von einer Gasentwicklung im Boden, als deren Folge ein teigartiges Aufgehen angesehen wird, gewisse Zweifel aufkommen läßt, kann nicht geleugnet werden, denn bei der Verwesung organischer

[1]) E. Ramann, Bodenkunde. S. 441.
[2]) P. Ehrenberg, Bodenkolloide. S. 510.
[3]) Siehe A. v. Rosenberg-Lipinsky, Praktischer Ackerbau. 2. 1869. S. 9.
[4]) E. Wollny, Forsch. a. d. Geb. d. Agrikulturphysik. 16. 1893. S. 212.

Massen tritt keine beachtenswerte Veränderung im Luftvolumen ein. Demnach würden nur Wirkungen einer sogen. Gärung in Anspruch zu nehmen sein, d. h. einer Erscheinungsart, bei der unter Vermittlung von Enzymen organische Substanzen eine Zerlegung erleiden, wie dieses z. B. bei der Vergärung des Zuckers durch Hefe unter Spaltung in Kohlensäure und Alkohol der Fall ist. Allerdings spricht dagegen die Abwesenheit solcher Zerfallsprodukte im Boden, ebenso wie das Fehlen geeigneter Mengen organischer Substanz für den Vollzug eines derartigen Vorganges. Auch die verhältnismäßig starke Durchlässigkeit eines im Garezustand befindlichen Bodens für Luft erweist sich für den gedachten Zweck nicht als besonders günstig. Ganz besonders spricht aber nach Ramann gegen diese Erklärungsweisen die Tatsache, daß Luft bei jedem fallenden Luftdruck aus dem Boden austritt, ohne Gare zu erzeugen.

E. A. Mitscherlich[1]) geht dagegen bei seiner Deutung der Entstehung der Gare von der Verwesung der organischen Stoffe im Boden aus, die vornehmlich das Werk der Spalt- und Sproßpilze ist. Er hält ihren Einfluß auf das Hohlraumvolumen des Bodens, sofern die Bedingungen für ihre Entwicklung günstig sind, für außerordentlich groß, und je größer die Oberfläche ist, an der Luft (Sauerstoff) und organische Substanz sich berühren, um so reger scheint sich ihm die Lebenstätigkeit jener Mikroorganismen zu gestalten. Ist daher ein Boden gut durchgearbeitet, tief gelockert und zeigt er nicht zu enge Hohlräume, so sind nach Mitscherlich alle Vorbedingungen für das Leben und für eine lebhafte Tätigkeit der niederen Pilze gewährleistet, und das Endprodukt ihrer Arbeit ist Kohlensäure.

Während nun aber für die Lebenstätigkeit einer Reihe von Spaltpilzen der Luftsauerstoff unbedingt notwendig sein dürfte, ist solches bei den Sproßpilzen nur anfangs der Fall. Hat jedoch die Gärtätigkeit der Hefezellen im Innern der Körper eingesetzt, dann vermögen sie auch dort ohne Sauerstoff zu vegetieren, und es werden dann durch diesen Vorgang „mehr Gase erzeugt als aufgenommen. Sind nun Hohlräume durch feine Wassermenisken abgeschlossen, so können Gase in diesen einen Druck entwickeln, welcher ebenso auf die Menisken wie auf die Wandungen der Hohlräume, d. h. auf die festen Bodenteilchen wirkt". Da nun aber enge Wassermenisken eines starken Druckes benötigen, um zerstört zu werden, so hält es Mitscherlich für leicht denkbar, daß auf die gedachte Weise, geradeso wie bei der Frostwirkung enge Hohlräume erweitert werden und solches auch für weitere Hohlräume zutreffen wird, falls auch diese von engen Wassermenisken begrenzt sind. Die Folge hiervon muß s. E. die Erscheinung des „Aufgehens" sein, d. h., daß der Boden mürbe und krümelig, mit einem

[1]) E. A. Mitscherlich, Bodenkunde. S. 102.

Wort „gar“ wird. „Es ist damit keineswegs gesagt“, betont Mitscherlich, „daß der Boden wie ein Brotteig dabei wirklich hochgehen muß; oder, was dasselbe besagt, daß eine nennenswerte Veränderung der Größe des Hohlraumvolumens des Bodens einträte, das ist meines Wissens weder erwiesen noch anzunehmen!“

Um die Gare des Bodens möglichst gut zur Entwicklung zu bringen, empfiehlt Mitscherlich denn auch organische Düngung (Stallmist und Gründünger) zu verabfolgen und eine möglichst gute Bearbeitung des Bodens (Lockerung) vorzunehmen. In Hinsicht auf das Pflanzenwachstum wird der Garezustand des Bodens das Eindringen der Wurzeln begünstigen und auch den Wasserhaushalt befriedigend gestalten. Die Arbeit der Pilze kann aber mit keinem Ackerbearbeitungsgerät gleich vollkommen nachgeahmt werden, sodaß die Gare des Bodens eine bevorzugte Stellung innerhalb aller Maßnahmen zur Förderung des Pflanzenwuchses einnimmt. Ist der Boden aber zu dicht gelagert, so kann es nicht zu einer zweckmäßigen Garebildung kommen, weil der Sauerstoff der Luft in den Boden nicht genügend einzudringen vermag, und die Kraft der Hefepilze nicht ausreicht, um größere Bodenmassen zu verschieben.

Wie schon oben angedeutet, hat P. Ehrenberg einen etwas anderen Standpunkt in der Erklärung der Bodengare eingenommen, indem er die kolloidchemische Seite des Vorganges in den Vordergrund stellt, obwohl er auch die Mitbeteiligung der Mikroorganismen an diesem Werke nicht leugnen kann. Seinen Ausführungen über die Entstehung und das Wesen der Gare legt er die von K. v. Rümker empfohlene Schwarzbrache zugrunde, wie sie seinerzeit auf dem Breslauer Versuchsgute Rosenthal durchgeführt wurde und sich recht bewährt hat. Sie besteht darin, daß nach der Ernte das Feld geschält und vor Winter tief gepflügt wird, worauf möglichst früh im Frühjahr das Stück abgeschleppt bezw. geeggt wird und dann bis Anfang Mai ruhig liegen bleibt, um darauf mit dem Kultivator tief gelockert und abgeeggt zu werden. Ende Mai bis Anfang Juni erfolgt dann die Brachfurche zur halben Tiefe, worauf wieder geeggt und Ende August nochmals zur Saat gepflügt wird. Leider verbietet es der Raum, den von Ehrenberg gegebenen Grundlinien einer kolloidchemischen Erklärung des Garezustandes und seiner Bedingungen im einzelnen näher zu treten. Es soll nur hier so viel erwähnt sein, daß die so günstige Wirkung der Brache auf die Bodenstruktur zu nicht geringem Teil dadurch zu erklären ist, daß die sich auch sonst durch Kolloidverklebungen bildenden Bodenkrümel infolge der häufigen Wendung und Lockerung des Bodens, sowie infolge der meist nicht geringen Bildung von Kohlensäure Gelegenheit haben, sich durch Verdunstung eines größeren Teils der Bodenlösung mit ausfallendem kohlensauren Kalk zu festigen. Nicht

das Einzelteilchen, sondern der einzelne Bodenkrümel wird zur Grundlage der Bodenzusammensetzung. Ausreichende Mengen löslicher Kalk- und Magnesiasalze im Boden, bedingt durch Salpeter- und Kohlensäurebildung, sind dabei die grundlegenden Erfordernisse. Insofern für letztere auch Kleinlebewesen sowie zersetzende Pflanzen- oder Humusteile erforderlich sind, müssen diese ebenfalls als Grundbedingungen für die Gareentstehung angesehen werden, jedoch werden die Kleinlebewesen dadurch noch längst nicht zu geheimnisvollen Gareerregern, sondern fördern nur indirekt den allerdings durchaus notwendigen Vorgang der Löslichmachung von Kalk und Magnesia.

Eine nach jeder Richtung hin befriedigende Erklärung des Garezustandes ist jedoch bislang noch nicht gegeben worden und exakte Untersuchungen auf diesem Gebiet fehlen fast noch ganz, sodaß wir kein abschließendes Urteil über diese Erscheinung fällen können und uns vor der Hand mit der Darlegung der Verhältnisse auf Grund der beiden soeben entwickelten theoretischen Erklärungsweisen begnügen müssen.

Ein weiteres Beispiel von der Bedeutung der Bakterien für die Vorgänge im Boden, das aber auf dem Gebiete der Bodenbildung liegt, und damit die Vielseitigkeit der Beteiligung der Mikroorganismen in besagter Richtung zeigt, ist folgendes. Von rein chemischen Gesichtspunkten aus ist man gewohnt, dem Kalk einen zersetzenden Einfluß auf die organische Substanz zuzuschreiben, und in der Tat erweist sich der Kalk als das wirksamste Mittel im Boden, um die organische Substanz zu mineralisieren, worauf auch schon von uns gebührend Rücksicht genommen worden ist. Demgegenüber mutet es mindestens als sehr auffällig an, daß gerade auf Kalkgesteinen eine starke Humusanhäufung stattfindet, wie dieses z. B. im Gebiet der Kalkalpen des näheren von Graf zu Leiningen[1]) erkannt und beschrieben worden ist, während im Gegensatz dazu „die Humusanhäufungen im Silikatgebiet der Alpen, selbst auf den kühleren, nördlichen Abdachungen der Zentralalpen, sich als verhältnismäßig gering erweisen". Aber weder die klimatischen Bedingungen noch die Bodenverhältnisse an sich sind von so verschiedener Art, um diese merkwürdige Erscheinung dartun zu können, sondern sie ist allein darin zu suchen, daß die Bakterien, die zu einem guten Teil an der Humusbildung beteiligt sind, die durch den Kalk verursachte alkalische Bodenreaktion bevorzugen, bezw. durch sie gefördert werden, sodaß sich der Humus, trotz gegenteiliger chemischer Einwirkung des Kalkes unter anderen Verhältnissen, hier besonders anhäuft, allerdings nicht im kolloid aufgequollenen Zustande.

[1]) Graf zu Leiningen, Über Humusablagerungen im Gebiet der Zentralalpen. Naturw. Zeitschr. f. Forst- und Landwirtschaft. 10. 1912. S. 465 und Über Humusablagerungen in den Kalkalpen. Ebenda. 6. 1908 und 7. 1909.

Daß die biologische Tätigkeit der Mikroorganismen im Boden nicht nur auf die Beteiligung der Spalt- und Sproßpilze beschränkt ist, sei hier nur kurz erwähnt. Vom Gesichtspunkt des Landwirtes kommt aber den Bakterien unzweifelhaft die größte Bedeutung in dieser Beziehung zu, sodaß auch nur die durch sie hervorgerufenen Geschehnisse von uns zur Erörterung gelangten. Jedoch ehe wir dieses Kapitel, das gewissermassen nur Richtlinien und Fingerzeige auf dem weiten Gebiete der Bodenbiologie zu geben versucht, abschließen, sei noch auf einen biologischen Vorgang, der sich seitens der praktischen Landwirtschaft wie auch der Forschung schon seit längerer Zeit größter Beachtung erfreut, und der auch schon kurz bei anderer Gelegenheit von uns erwähnt worden ist, eingegangen. Es mag dieses andererseits um so mehr am Platze sein, als es sich in ihm nicht nur allein um die Tätigkeit von Tieren handelt, die man bisher fast allein hierfür verantwortlich gemacht hat, sondern, daß auch hier wieder als Folge dieser Betätigung oder dieses Eingriffes bakterielle Vorgänge ausgelöst werden.

Seit den grundlegenden Untersuchungen Charles Darwins[1]) über die Tätigkeit der Regenwürmer (Lumbriciden) im Boden hat man sich nämlich gewöhnt, eine Reihe günstiger Veränderungen in der Richtung auf den physikalischen Zustand des Bodens ihrem Einfluß zuzuschreiben. Eine erst vor wenigen Jahren von R. Heymons[2]) zusammengestellte Literaturübersicht, auf welche hier verwiesen sein möge, gibt uns Aufschluß über die rege Beteiligung an der Erforschung dieser Frage und der vielseitigen Inangriffnahme des seit den Zeiten Darwins in seiner praktischen Bedeutung als sehr wertvoll eingeschätzten Problems. Während aber, wie gesagt, der physikalische Einfluß stets in den Vordergrund gestellt worden ist, verschafft sich doch auch schon die Ansicht von einer Beeinflussung mikrobiologischer Vorgänge durch Anwesenheit der Regenwürmer im Boden gelegentlich Geltung, denn es hat sich gezeigt, daß die Wurmerde etwas reicher an stickstoffhaltigen Substanzen als der umgebende Boden ist, und daß eine etwas schnellere Umwandlung dieser Stoffe in Ammoniak und Nitrat erfolgt, was auf die Einwirkung der in der Koterde der Würmer reichlich vorhandenen Bakterien zurückgeführt wird. Dementsprechend von uns[3]) durchgeführte Untersuchungen haben ergeben, daß durch die Tätigkeit der Würmer im Boden nur die zwischen 0,02—0,06 mm Durchmesser liegenden Korngrößen des Bodens eine Verkleinerung erfahren, wodurch die ermittelte Vermehrung der Bodenoberfläche wohl ihre Erklärung

[1]) Charles Darwin, Die Bildung der Ackererde durch die Tätigkeit der Würmer. 1840.

[2]) R. Heymons, Der Einfluß der Regenwürmer auf Beschaffenheit und Ertragsfähigkeit des Bodens. Zeitschr. f. Pflanzenernährung usw. A. 2. 1923. S. 97.

[3]) E. Blanck und F. Giesecke, Ebenda. B. 1924. S. 198.

findet, nicht aber die gleichfalls zur Feststellung gelangte Verminderung des Wasserfassungsvermögens. Letzteres Verhalten läßt sich aber auf die Beschaffenheit der durch den Darmkanal der Würmer hindurchgegangenen Bodenteilchen zurückführen, insofern als diese eine dichte, sogar schmierige Masse bilden, die zu einer Verstopfung und Verkittung der Kapillaren des Bodens beitragen und damit die Größe der Wasserkapazität herabdrücken. Ferner hat sich gezeigt, daß durch die Lebenstätigkeit der Würmer in allen von uns benutzten, sehr verschiedenen Bodenarten die Nitrifikationskraft erhöht, die Fäulniskraft herabgesetzt wurde, woraus auf eine günstige Durchlüftung geschlossen werden muß, was andererseits mit dem Ausfall der Wasserkapazität im Zusammenhang steht, sodaß letzten Endes in der Fähigkeit der Würmer, gewisse Bodenteilchen zu zerkleinern, die eigentliche Ursache für die erhöhte Nitrifikationskraft gesucht werden muß, da mit der Stärke des hierdurch bedingten Durchlüftungsvermögens auch das Vermögen der Nitrifikation zunimmt. Man geht daher sicherlich nicht fehl, wenn man in der verstärkten Nitrifikationskraft eine der Ursachen der Ertragssteigerung bei Gegenwart der Regenwürmer im Boden erblickt, und es stellt sich die gesamte Erscheinung als ein in zwiefacher Hinsicht von biologischen Faktoren beherrschter Vorgang dar.

Je weiter man derartige Vorgänge jedoch in den Kreis der Betrachtung zieht, um so mehr erkennt man, daß man sich vom Gebiet der reinen Bodenlehre entfernt und in das der Düngerlehre oder Ackerbaulehre hineingerät. Letzteres gilt besonders für die durch künstlichen Eingriff mit Menschenhand oder maschinellen Einrichtungen in und auf dem Boden sich vollziehenden Vorgänge, die, wie schon einmal angedeutet, gleichfalls in den Bereich biologischer Bodenbeeinflussung fallen. Wir schließen sie aber aus unseren Erörterungen aus.

Schlußwort

Am Schluß unserer Darlegungen bedarf es für den Eingeweihten kaum des Hinweises, daß ein ganzer Fragenkomplex bodenkundlich wichtiger Geschehnisse unberührt und unbeantwortet geblieben ist. Insbesondere gilt dieses für Fragen mehr praktischer Art, die im einzelnen zu verfolgen das Maß des zur Verfügung gestellten Raumes weit überschritten haben würde. Auch sollte, wie schon in der Vorrede betont wurde, nicht die Behandlung des gesamten bodenkundlichen Stoffes angestrebt werden, sondern durch Herauslösung einzelner, und zwar der am wichtigsten erscheinenden Kapitel aus dem Gesamtgebiet, ohne dieses in seinem Zusammenhang und Aufbau zu stören, das Verständnis für die das Wesen und die Bedeutung des Bodens ausmachenden Erscheinungen geschärft werden, sodaß es dem Anfänger an Hand einer derartigen Darstellung nicht schwer fällt, das Wichtige von dem weniger Wichtigen — die Spreu von dem Weizen — zu unterscheiden, damit ihm zugleich ein Verständnis für die Weiterbehandlung des Stoffes, der in unseren Erörterungen nicht mehr zum Wort gekommen ist, erwächst. Mit einem Wort, es galt in unserer Darstellungsweise, nicht die Fülle des bodenkundlichen Stoffes wiederzugeben, sondern die Art seiner Behandlung darzulegen. Infolgedessen mußten einzelne Probleme über das übliche Maß hinaus eingehend besprochen werden, manche dagegen nur zum Teil einer Lösung zugeführt werden, um dem eigenen Studium eine weitere Klärung zu eröffnen. Manche widersprechende Ansicht findet sich daher angeführt, um die Kritik des Lesers herauszufordern, wennschon die eigene Ansicht und Auffassung über den betreffenden Gegenstand durchaus nicht verborgen geblieben ist. Der Hochschüler soll nicht nur wisssen, sondern er soll wissenschaftlich, d. h. mit kritischem und wohl überlegtem Urteil an den von ihm aufzunehmenden Stoff herangehen und ihn zu verarbeiten lernen.

Es sind jedoch außerdem noch viele andere Fragen, die sehr wohl eine Berücksichtigung hätten beanspruchen dürfen, nicht in den Kreis der Erörterung gezogen worden. So u. a. die Kartierung des Bodens, die gewissermaßen den Schlußstein aller Erkenntnis vom Boden in kurz gefaßter graphischer Darstellung für wissenschaftliche wie praktische Zwecke bringt. Sie soll der Niederschlag unseres Gesamtwissens vom

Boden sowohl in räumlicher, stofflicher wie sonstiger Hinsicht sein, jedoch wir sind von der Erfüllung dieser Aufgabe noch weit entfernt[1]), trotzdem neuerdings erfreulicherweise gerade auf diesem Gebiet viel mit Erfolg gearbeitet worden ist[2]). Ein weiteres sehr wichtiges Kapitel betrifft die Bodenklassifikation[3]) und die Nomenklatur, in welcher Beziehung bisher noch eine recht große Unsicherheit und größte Vielseitigkeit in der Auffassung herrscht. Vielleicht vermag hier aber die neugegründete „Internationale bodenkundliche Gesellschaft" Klärung zu bringen, da die hier zur Lösung stehenden Aufgaben nur durch die Mitarbeit aller Fachgenossen befriedigenden Abschluß finden können. Nicht zuletzt sei auf die Fragen der Bedeutung des Bodens für die Allgemeinheit in seiner Allgemeinheit d. h. als geographischer Wert hingewiesen[4]). Pflanzengeographie, Tiergeographie, Ethnographie und Siedlungsgeographie wie Völker- und Kulturgeschichte werden aus dieser Darstellung des Bodens den größten Nutzen ziehen, und es offenbart sich hier, geradeso wie in der Lehre von der Verteilung der Böden an der Erdoberfläche, d. h. in der Bodenzonenlehre, die universelle Bedeutung und Wichtigkeit des Bodens.

Eines muß aber noch am Schluß unserer Darlegungen über den Boden besonders betont werden, obgleich es sich als roter Faden durch unsere Erörterungen hindurchzieht und daher eigentlich nicht des abermaligen Hinweises bedarf, nämlich, daß der Boden alle seine vielseitigen Beziehungen letzten Endes nur dem Umstande verdankt, daß er durch einen ganz besonderen Vorgang hervorgebracht worden ist, nämlich durch den der Verwitterung, deren Ausfluß seine ganz besondere, eigenartige Natur und Beschaffenheit ist, die ihn befähigt so überaus vielgestaltig in Erscheinung zu treten. Wir leiten hieraus für die Natur und das Wesen des Bodens ungezwungen die beherrschende Bedeutung seiner Entstehungsweise ab, und es rechtfertigt sich damit die Hervorhebung der Entstehungsgeschichte des Bodens in unserer Darstellung.

---

[1]) Vergl. u. a. E. Blanck, Über die Bedeutung der Bodenkarten für Bodenkunde und Landwirtschaft. Fühlings Landw. Ztg. 60. 1911. S. 128.

[2]) H. Stremme, Grundzüge der praktischen Bodenkunde. Berlin 1926. S. 231 und Allgemeine Bodenkarte Europas. Danzig 1927.

[3]) A. Atterberg, Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. Chem. Ztg. 29. 1915. Nr. 15 und die Klassifikation der Mineralböden. Kalmar 1910. B. Frosterus: Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwest-Europas Moränengebieten. Geotekniska Meddelanden No. 12. Helsingfors 1913. H. Stremme, Zur Klassifikation der Tone. Chem. Ztg. 1911. No. 59. D. J. Hissink, Bijdragen tot de nomenclatuur en de klassifikatie van de minerale gronden in Nederland. Groningen 1924.

[4]) E. Ramann, Der Boden und sein geographischer Wert. Mittlg. d. Geogr. Ges. München. 13. 1918. S. 1.

Autorenregister

Aarnio, B. 92, 98
Albert, A. 81
Alten, F. 100
Appiani 121
Arrhenius, O. 177, 180
Ashley, H. E. 126
Askinasi, D. L. 177
Atterberg, A. 120, 121, 132, 194

Backer, G. 128
Bahr, F. 48
Bauer, H. 163
Bauer, M. 87, 102
Baumann, A. 48, 173
Bassalik, K. 46, 186
Bemmelen, van, J. M. 60, 165, 168, 171, 178
Berendt, G. 5
Bergeder, W. 177, 183
Beyer, O. 49
Bieler-Chatelan 159
Blanck, E. 11, 12, 15, 19, 23, 31, 33, 45, 46, 49, 76, 89, 90, 91, 100, 113, 122, 128, 136, 138, 143, 159, 165, 191, 194
Bobko, E. W. 177
Bollenbeck, K. 177
Braun-Blanquet, J. 90
Breidenfeld, J. 177
Brenner, W. 92
Bronn, H. G. 19
Bronner 167
Brustlein 167

Calsow, G. 33
Cameron 163
Conybeare, W. D. 19
Cornu, F. 8, 31, 32, 33
Christensen, H. R. 182
Clarke, F. W. 61, 64
Cushman, A. 41
Czermak, W. 130

Daikuhara, 173, 174, 176
Darwin, Ch. 46, 191
Densch, A. 177
Deshayes, P. 19
Dobrescu, J. M. 64, 141, 165
Doelter, E. 31
Dokutschajeff 8, 78
Douschinin, D. W. 177

Ebermayer 156
Ehrenberg P. 48, 102, 118, 124, 126, 128, 130, 141, 159, 163, 187
Eitel, W. 33
Emeis, C. 99, 177
Endell, K. 126

Fallou 17
Fesca, M. 17, 18
Freundlich 169
Friske, K. 136
Frosterus, B. 194
Füchsel, G. Ch. 18

Gallencamp 152
Ganßen (Gans), R. 32, 159, 160, 161, 168, 169, 171, 178, 180
Gazzeri, 167
Gedroiz, K. 171, 180
Gehring, A. 183
Geilmann, W. 49
Giesecke, F. 124, 126, 159, 191
Glinka, K. 8, 10, 22, 23, 104
Goldschmidt, W. M. 122, 159
Götting, A. 77
Grandeau 122
Grenness, J. 122
Gruner, H. 37
Guldberg 168
Gully, E. 48, 173

Haberlandt, F. 132
Hager, G. 163, 180, 183
Hann, J. 152
Hansteen-Cranner, B. 159
Harrassowitz, H. 34, 78, 80, 102
Harris 151
Hasenbäumer, J. 175
Hatscheck, E. 128
Hazard, J. 17, 132
Heiden, E. 167
Helbig, M. 150, 151, 152, 154
Henneberg, W. 167
Heimann, H. 177
Hesselink van Suchtelen, F. H. 163
Heymons, R. 191
Hilgard, E. W. 78, 79, 81, 120
Hissink, J. D. 122, 160, 170, 180, 194
Hock, A. 177
Hoff, v., C. E. 15
Högbom, B. 90
Hohenstein, von, K. 95
Horwath, B. 157
Hubbard 41
Hümmelchen, W. 177

Jenny, H. 90, 181
Johannsen, S. 132
Johnssen, E. 159

Kappen, H. 33, 48, 173, 174, 175, 176, 177, 179, 181, 183, 186
Keese, H. 159
Kellner, O. 166
Kirste, H. 177
Klander, F. 49
Knop, W. 167
Koch, A. 186
Koenig, J. 122, 175, 180
Kopecky, J. 120, 142, 155
Köttgen, A. 122
Kossowitsch, P. 95
Kozai 173
Kraus, G. 122
Kraut 4, 5
Kröber, E. 186
Krückmann, E. 175
Krüger, E. 154
Kühn, J. 122

Lang, R. 6, 9, 14, 83, 84, 85, 86, 97, 103
Lau, E. 156
Laufer, E. 77
Leiningen, Graf zu, W. 177, 190
Lemmermann, O. 180
Leopold, H. G. 165
Lepeschkin, W. 118
Liebig, v., J. 167
Linck, G. 33
Lozinski, W. 39
Luedecke, C. 77
Lundegårdh, H. 156
Lyell, Ch. 15, 18

März, S. 163
Mayer, A. 141
McCall 163
Meigen, W. 86, 102
Meyer, Alfr. 83
Mevius, W. 174
Milch, L. 17, 22, 23, 36, 37, 76
Mitscherlich, E. A. 5, 18, 20, 23, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 131, 135, 138, 139, 143, 145, 152, 155, 166, 170, 187, 188, 189
Mortensen, H. 89
Mulder, G. J. 160

Neubauer, H. 166
Neugebohrn 129
Nicklas, H. 33, 42, 77, 177, 180
Noebel, F. 120
Nolte, O. 163, 177, 180
Novak, A. 122

Odén, Sven 48, 122, 173
Oelsner, A. 186
Orth, A. 17
Oswald, A. 77

Passarge, S. 89, 138
Peggan, A. 183
Peters 167
Penck, A. 35, 79
Pfeffer, W. 118
Pfeiffer, Th. 46, 136
Philipps, J. 19
Pick, H. 124, 126
Plieninger, F. 77
Polstorff 116
Preiß, F. 122
Prianischnikow, D. N. 159, 171
Puchner, H. 132, 141, 142

Ramann, E. 4, 5, 9, 13, 17, 22, 29, 35, 36, 48, 49, 79, 81, 95, 96, 100, 104, 105, 106, 113, 114, 121, 131, 133, 135, 142, 143, 144, 145, 152, 163, 170, 179, 180, 181, 187, 194
Richter, G. 122
Rieser, A. 34, 138
Rinne, F. 33
Rippel, A. 186
Rodewald, 124, 125, 126
Rosenberg-Lipinski, von, A. 187
Rosenbusch, H. 16, 67, 68, 69, 71, 74
Rößler, H. 30
Rößler, O. 150
Rostworowski, Graf, G. 170
Rümker, von, K. 189
Rümpler, A. 166
Rung, F. 177

Salomon-Calvi, W. 48
Scheffer, F. 183
Schermbeck, v., A. J. 132
Schloesing 122
Schneiderhöhn, H. 43
Schnücke, R. 186
Schoene 120
Schubert, J. 148
Schübler, G. 132, 144, 151
Schucht, F. 143, 180
Schultze, K. 141
See, v., K. 95
Seelhorst, v., C. 151, 154
Senft, F. 45
Sibirzeff 78
Sigmond, v., A. 92, 161
Sjollema, B. 126
Sprengel, A. 170
Steinriede, F. 158
Stohmann, F. 167
Stremme, H. 31, 33, 78, 83, 100, 160, 171, 194
Süchting, H. 48

Tacke, Br. 84
Thompson 167
Trénel, M. 180
Trommer 144
Tschermak, G. 65

Ulpiani, C. 165

Vageler, P. 102, 127, 129
Vater, H. 23
Veitch 174, 176

Waage 168
Wahnschaffe, F. 4, 77, 143, 180
Walther, J. 14, 15, 20, 28, 40
Warth, H. 86
Way 167
Wehrmann, O. 183
Weinschenk, E. 15, 16, 21, 27, 30, 71, 74
Werner, A. G. 18, 19
Wiegner, G. 5, 88, 119, 122, 160, 168, 169, 170, 180
Wollny, v., E. 130, 142, 144, 186, 187
Wundt, W. 24, 25

Zapf, L. 49
Zapfe, M. 33, 48
Zimmermann, v., K. 177
Zittel, v., K. 18
Zunker, F. 122
Zyl, van, S. 122, 163

Sachregister

Abbau 14
— Gesteins — 14
Abraumsalze 74
Ablation 27, 35
Absorption 32, 152, 163, 167, 170, 171
— sverbindung 168
Acker-
— bau 106
— boden 37, 66, 131, 186
— erde 169, 184
— krume 37
Adhäsion 133, 140
Adsorption 167, 169, 171, 182
— sisotherme 169
Agentien der Verwitterung 30
Agrikulturchemie 12
Agrogeologie 16, 26
Aktinolith 59, 60
Alaun 91
Albit 62, 64
Algen 90, 108
Alkalien 42, 44, 100, 101
— karbonat 43
Allit 102
Allophanitisierung 102
Allophantone 33
Alluvium 109
Altersbestimmung
— palaeontologische — 19
Aluminatsilikate 33
Aluminium
— gel 102
— kieselsäure 43
— oxyd 52, 97, 161
— oxydhydrat 33, 43, 53, 95, 96, 101
Alumosilikate 33, 58
Ammoniak 47, 172, 185, 191
Ammonisation 185
Ammonium 66, 172
— nitrat 40
amorph 70
Amphibole 58, 59, 60, 133 s. a. Hornblenden
Amphibolit 75
Anamorphismus 8
Andesin 62
Anhydrit 54, 55, 74
Anorthit 62, 64
Anorthoklas 62
Apatit 55, 56, 162
Aragonit 56, 57
Arfvedsonit 59
arid 35, 79—81, s. a. Klima und Boden
Arktische Böden, s. u. Böden
Asbest 60
Aschenboden, s. a. Boden
Asphalt 74
Atmosphäre 7, 30, 31
Atmosphärilien 29, 30, 32, 40
Aueböden, s. Boden
Aufbereitungsvorgang 7, 28, 44
— der Gesteine 33, 41, 45, 89
— der Mineralien 41
— kräfte 7
Augit 59, 60, 133
Ausblühungen 49, 91, 92
Ausnutzung
— wirtschaftliche — des Bodens 10
Austauschfähige Körper 43, 88, 95, 159, 163
— zeolithartige —, 95, 159—161, 168—171, 178, 181
Auswaschung 76, 95—97, 137
Azidität 71, 174, 176, s. a. Bodenazidität
— aktuelle — 180, 182
— Austausch — 176, 182
— hydrolytische — 176, 182
— potentielle — 180
Azotobacter 182, 186

Bakterien 108, 178, 184—186, 191
— aerobe — 47

Bakterien, anaerobe — 47
— denitrifizierende — 185
— Eisen — 185
— Fäulnis — 185
— Knöllchen — 182—186
— Nitrat — 185
— nitrifizierende — 185
— Nitrit — 185
— Salpeter — 182
— Schwefel — 185
— Stickstoff — 185
— stickstofffestlegende — 185
Basalt 58, 66, 75, 77, 86
Basenaustausch 66, 167, 169, 170, 172
Basenverarmung 178—180
Basizität 71
Bauxit 53, 102
Bearbeitbarkeit des Bodens, s. a. Boden
Benetzungs-
— wärme 125
— wasser 125
Bergkristall 53
Bestrahlung 106
Bezirk —
— bionomischer 20
Biosphäre 7, 8
Biotit 64, 65, s. a. Magnesia-Eisenglimmer
Bisilikate 59
Bittererde 40
Blaueisenerde, s. a. Vivianit
Bleicherde 96, 97
Boden 1, 6, 8, 12, 77
— Alkali — 125
— Analyse 158, s. a. Bodenuntersuchung
= chemische — 17, 123, 164
= mechanische — 120, 123, 129, 166
= mikroskopische — 158
= mineralogische — 158, 159
= physikalische — 17
— arider — 81, 85, 88—90, 96
— arktischer — 90
— arten 40
= agronomische — 20
= degradierte — 10
= regionale 9, 103, 107
— Aschen — 96, s. a. Podsolboden, Grau- und Bleicherde
— Aue — 107
— Ausbildung 10, 75, s. a. Bodenbildung
— Azidität 174, 175, s. a. Azidität
= aktive — 174
= Austausch —, s. Azidität
Boden, Azidität, hydrolytische — 182
= wirkliche — 174
— basenarmer — 48
— Bearbeitbarkeit des — 132, 133
— bearbeitung 37, 130, 131, 142, 152, 153, 184, 186, 189
— beschaffenheit 9, 13
= chemische — 13, 51
= physikalische — 13, 51
= substanzielle — 13
— bewachsener — 108
— bildung 10, 33, 69, 83, s. a. Bodenentstehung
= Abhängigkeit der — vom Klima 78, 103
= Großwerte der — 36
= regionale — 103
— Biologie des — 181
— Buntsandstein — 17
— definition 1—10, 116, 135
— degradierter — 10
— Derivat — 107
— Druckfestigkeit des — 132
— Düngebedürfnis des— 167
— Durchlässigkeit des — 145, 189
— Durchlüftung des —, 155, 192
— Efflata — 107
— einteilung 17, s. a. Bodenklassifikation
— ektodynamomorpher — 10
— endodynamomorpher — 10
— entstehung 5, 9, 12, 13, s. a. Bodenbildung
— Farbe des — 133, 134, 146, 150, 152
— Feucht — 79, 82
— Feuchtigkeit des — 135
— forstwirtschaftlich genutzter — 10
— gare 187—190
— gewachsener — 131, 132
— Glazialschutt- 107
— Gras — 108
— Heidesand — 96, 175
— Hochgebirgs — 90
— humide — 81, 85, 89, 95, 100
— Humus — 147, 181
= saurer — 176
— Kalk — 18, 181
— kalter — 150
— kartierung 193
— Keuper — 17
— Klassifikation 16—18, 22, 23, 84, s. a. Bodeneinteilung
= geologische 23
= petrographische — 23

Boden, Klei — 107
— Klima 80
— kolloide, 141, 187, s. a. Kolloide
— kunde 5, 9, 11, 14, 16, 19, 37, s. a. Bodenlehre
= als Wissenschaft 11
= geologische — 112
= pflanzenphysiologische — 112
— lagerung 130, 131, 145, 152, 187, s. a. Bodenstruktur
— landwirtschaftlich genutzter — 10
— Lehm — 23, 76, 77, 121
— Lehre 11, 12, 22, 24, s. a. Bodenkunde
= allgemeine — 1—10, 25
= regionale — 12
= spezielle — 111, 192
= wissenschaftliche — 22—25, 111
= zonale — 12
— leichter — 133
— Leitfähigkeit, kapillare des — 137
— Lias — 17
— Lockerung des — 37, 152, 189
— Löß — 93
— luft 155, 156
— Luftkapazität des — 155, 156
— lösung 101, 163, 189
— Mächtigkeit 8
— Mineral — 121, s. a. unter Mineral
— Moder — 109
Moor 109, 148, 173, 175
— Muschelkalk — 17
Nährstoffauszüge des — 165
— nasse — 150
— oberfläche 117, 123, 124, 128, 129, 139, 143, 152, 191, s. a. unter Oberfläche
— Orts — 103, 104, 107
— Ortstein — 96
— Podsol — 90, 96—99, 105, 181
— podsolierte — 96, 98
— Primitiv — 107
— Pufferungsvermögen des — 181
— Radioaktivität des — 157
— Rand — 106
— reaktion 167, 170, 173, 178, 190
— Rendzina — 90
— Roh — 90
— Salz — 92, 125, 138, 162
= sodaarmer — 92
= sodareicher 92, 93, 162
— Salzsäureauszug des 164, 165
— Sand — 18, 23, 76, 121, 149, s. a. Sandboden
Boden, saurer — 161, 175
— Savannen — 94, 95, 108
— Schlick — 107
— Schutt — 107
— Schwarzalkali — 93, s. a. sodareiche Salzböden
— Schwarzerde — 94, s. a. Schwarzerde und Tschernosem
— Schwemm — 107
— schwerer 138
— semiarider — 81, 93
— semihumider — 81
— skelett 120, 129
— Sorption des — 167
— Steppen — 93, 108
— struktur 98, 123, 130, s. a. Bodenlagerung
— Szik — 92
— Technologie des — 13, 25, 111
— Temperatur des — 136, 140, 152
— Ton — 18, 23, 76, 77, 121, 181
— Torf — 109
— Trocken — 79, 82
— Typus 10, 20, 85
— Unbenutzbarkeit des — 140
— unbewachsener — 108
— Untersuchung 2, 17, s. a. Bodenanalyse
— Versäuerung des — 173, 177, 182
— Verwitterungs — 107, 130
— Wald — 108, 121, 131
— warme — 150
— wasser 135, 143
— Weißalkali —, 92, s. a. sodaarme Salzböden
— Wüsten — 88—90
— Zonen 84, 194
= klimatische — 104
Bohnerz 52
Brache 189
Brauneisenerz 52, s. a. Limonit
Braunerden 84, 85, 95—99
Braunkohlen 48
Brekzien 74
Bronzit 59
Buntsandstein 17, 21
— boden 17
Bytonit 62

Chalzedon 54, 101
Chemie 13, 139
Chlorit 66
— schiefer 75
Corrasion 27

Definition
— des Bodens 1—10, 118, s. a. Boden
Dendrit 54
Denitrifikation 185
Denudation 28, 29
Derivatboden, s. a. Boden
Detailverwitterung 90
Detritate 73, 75
Diabas 77
Diallag 60
Diaspor 53, 102
Dichtschlämmen 131
Diluvium 109
Dimorphismus 55
Diopsit 59, 60
Diorit 77, 87
dispers 5
Dispersion 5, 92, 118
Dispersitätsgesetz 5
Dispersoidchemie, s. a. Kolloidchemie
Dissoziation 41, 42
Dolerit 86, 87
Dolomit 40, 56, 57, 90
Druckfestigkeit des Bodens, s. a. Boden
Düngebedürfnis des Bodens 167, s. a. Boden
Düngung 115, 142, 172, 173, 178, 184, 186
— versuch 166
Durchlässigkeit des Bodens, s. Boden

Efflataboden, s. a. Boden
Einzelkonstruktur 98, 123, 130, 131, 142, 152, 182
Eis 10, 39, 54, 91, 130
— Sprengwirkung des — 39
— zeit 94
Eisen 48, 172, 182
— bakterien 185
— glanz 52
— hydrat 53, 54, 57
— hydroxyd 88, 97
— karbonat 9, 56, 57
— kolloidgelöstes — 98, 168
— oxyd 52, 54, 57, 58, 66, 86, 134, 159
— oxydhydrat 43, 96, 101, 158
— oxydul 41, 52, 58, 86, 134
— spat 56
— sulfat 55, 175
— sulfid 54, 55
— wanderung 161
— Eiweißsubstanz 47, 175
Eklogit 58, 74, 75
ektodynamomorph 10
Eläolith 60
Elektrolyse 49, 92, 97, 98, 130, 145
endodynamomorph 10
Enstatit 59
Entstehung des Bodens, 5, 9, 13, s. Bodenbildung
Enzym 188
Epidoth 66
Erdalkalien 42, 44, 100, 101
Erd —
— boden 4
— kruste 7, 8
— körper 14
— oberfläche 5, 6, 7, 9, 10, 24, 117
— rinde 4, 6
Ergußgestein 70
Eruptivgestein 30, 31, 52—54, 68—71, 73 bis 77, 107
Eruptivmagma 69, 70
Essigsäure 174, 179
Exposition 85, 105, 152

Fadenpilze 108, 185
Farbe des Bodens, s. Boden
Fassait 59
Fäulnis 46, 47, 177, 192
— bakterien 185
Fayalith 58
Fazies 20, 23
Feinboden 119
Feldspat 42, 58—72, 77, 90, 133
— Kali — 61, 62
— Kalinatron — 61, 63
— Kalknatron — 62
— vertreter 60
— Verwitterung der — 64
Feldversuch 136
Ferri
— phosphat 56
— sulfat, s. Eisensulfat
Ferrophosphat 56
Feuchtböden 79, 82, s. a. Boden
Feuchtigkeit 78, 84, 86, 96, 146
Feuerstein 54
Flachmoor, s. a. Moor
— torf 49
Flechten 44, 45, 90, 116
Fließerde 106
Flint 54
Flottsande 107
Flußsäure 54
Formationsbegriff 19, 20

Formationslehre 18
Forsterit 58
Forstwirtschaft 25
Frost 130
— erden 90

Gabbro 58, 70
Gebiet
— humides — 32, s. Klima und s. Boden
Gekriech 107
Gel 8, 32, 43, 97, 160, 168
— gemengtes — 43
Gelberde 84, 85, 95, 100, 134
Geologie 12—19, 22—26, 29, 37, 103
— praktische — 12
Gestein 5—12, 20, 30, 32, 178
— basenarme — 48
— Beschaffenheit der — 15
= petrographische — 20, 24
— Definition der — 67
— einfache — 68
— Entstehung der —
= geologische — 20, 24
= neptunische — 18
— Erguß — 70
— Eruptiv — 31, 68 s. a. u. E.
= basische — 30
— Karbonat — 74
— Kiesel — 74
— klastische — 68, s. a. Trümmergesteine
— kristalline — 68
— kunde 12, 15, 16, 22
— Sand — 76
— Sediment — 68, 73
— Ton — 74, 76
— transport 14, 27
— unterlagerndes — 78
— unverwittertes — 11
— zusammengesetztes — 68
Gewicht
— spezifisches — der Bodenbestandteile 132
Gips 40, 54, 55, 74, 158
Glaukophan 59
Glazialschuttböden, s. a. Boden
Gletscher 130
Glimmer 42, 58, 63—66, 133, 159
— Kali — 63, 64
— Lithion — 64
— Magnesiumeisen — 64
— schiefer 52, 75
Glühverlust 127
Gneis 36, 52, 74, 75
Gneis, Ortho — 74
— Para — 75
Goethit 53
Granat 66
Granit 36, 52, 75, 77, 87, 91, 105, 147
Grasboden, s. a. Boden
Grauerde 95—97
Grauwacke 74
Großformen der Verwitterung 49
Großwerte
— der Bodenbildung 36
— des Klimas 35
Grünerde 60
Grünlandmoor, s. a. Moor
Grünschiefer 75
Grünsteinbildung 30
Grundwasser 8, 109, 137, 152

Haematit 52, s. a. Roteisenerz
Haftwasser, s. a. Wasser
Harnstoff 185
Hauptbodenarten 23
Hedenbergit 59
Hefepilze 189
Heidesandböden, s. Boden
Hochgebirgsböden 90, s. a. Boden
Hochmoor, s. a. Moor
— torf 49
Hohlraumvolumen 123, 131, 138, 154, 188, 189
holokristallin 70
Horizontabtrennung 20
Hornblende, s. a. Amphibole
Humate 181
Hubhöhe 140
humid 32, 34, 79, 80, 81, 82, s. a. Klima u. s. a. Boden
Humus 37, 46, 48, 84, 90, 94—96, 108, 123, 127, 134, 147, 152, 190
— bildung 46
— boden, s. a. Boden
— gesättigter — 90
— kolloid gelöster — 97
— neutraler — 90
— säure 32, 33, 48, 49, 173—178
— saurer — 90, 175
— Schutzwirkung des — 49
— stoffe 32, 161, 173, 182
Hyallophan 62
Hydrargillit 33, 53, 102, 161
Hydrolyse 42, 43, 88, 92—95, 176, 178
— der Silikate 43, 71

Hydrosphäre 7, 8
Hygroskopizität 124—129, 135, 143
— sbestimmung 125

Illuvialhorizont 96, 98
Inklination 105, 152
Insolation 39
Interglazialzeit 94
Ionenaustauschazidität 176, s. a. u. Azidität

Kältewüste 92
Kalium — 62, 66, 159, 164, 172, 182
— — ammonsulfat 49
— — boden 62, 63
— — feldspat 61, 62
— — glimmer 63
— — lauge 54
— natronfeldspat 62, 63
— — salze 51
— — silikat 43
Kalk 21, 40, 54, 100, 123, 127, 130, 133, 158, 164, 172, 177, 178, 183
— — boden 18, s. a. Boden
— — gestein 40, 76, 90, 99, 100, 190
— kristalliner — 74
— natronfeldspat 61
— natronsilikat 61
— — spat 57, 56
— — stein 21
Kalzit 56
Kalzium 40, 54, 66, 182
— Bikarbonate des — s. 40, 56
— Hydrokarbonate des — s, 40
— — karbonat 56, 57, 162, 179, 189
— Metasilikat des — s, s. a. Wollastonit
— — sulfat 162
— — triphosphat 56
Kaolin 31, 33, 48, 102, 165
Kaolinisierung 30, 32, 63, 102
Kaolinit 9, 31, 33, 102
Kapillare 121
Kapillarwasser, s. a. Wasser
Karbonatgestein 74
Karren 90
Karstroterden 100
Kartierung, geologische 17
Katamorphismus 8
Kerbtiere 45
Kernwüste 89
Keuper 9
— — boden, s. a. Boden
Kies 74, 121
Kieselgestein 74, 99, 100
Kieselsäure 41, 42, 43, 54
— Aluminium — 42, 43
— gel 101
— kolloide 42, 43
— Triortho — 61
Klassifikation des Bodens 16, 17, 18, 107, s. a. Bodenklassifikation und Bodeneinteilung
Kleiboden, s. a. Boden
Kleinlebewesen 108, 130
Klima 9, 11, 34, 36, 43, 50, 77, 87, 104
— arides — 35, 78, 85, 94, 99
— Boden — 80
— extremes — 9
— gemäßigtes — 9, 75, 82, 86
— Großwerte des — s, 35
— humides — 35, 78, 85, 94, 97, 99, 100, 160
— mitteleuropäisches — 43
— nivales — 35, 78
— semiarides — 80
— semihumides — 80, 94, 160
— Steppen — 94
— subtropisches — 99, 100
— tropisches — 82, 86, 87, 100
— Wechsel — 80
Klimatologie 12, 13
Knöllchenbakterien, s. a. Bakterien
Koagulation 92, 95, 98
Körnung 119, 120
Körper
— austauschfähige — 43
— zeolithartige — 43
Kohäreszens 123
Kohäsion 123, 132, 133, 140
Kohle 74
Kohlensäure 30, 40, 41, 43, 45, 47, 166, 172, 178, 188
Kolloidchemie, s. a. Dispersoidchemie 5, 88
kolloiddispers 5
Kolloide 31, 42, 43, 48, 126, 145, 160, 176
Kondensation 147
Konglomerate 74
Konkretion 101
Korngröße — 119, 120, 121, 122, 124, 138, 139, 142, 145
— Bestimmung der — 120, 121, 122
Korrosion 39
Korund 53
Kräfte —
— Denudations — 29

Kräfte, geodynamische — 21, 22
— geologische — 13
— kapillare — 138
— wasserhaltende — 121, 138
— wasserhebende — 121
Kristalle 30
Kristalloide 8, 32
Krümelstruktur 92, 123, 128, 130, 131, 142, 152, 182

Labradorit 62
Laimen 94, s. a. Lößlehm
Landschaftsformen 78
Landwirtschaft 25, 133, 191
Laterit 53, 84, 85, 87, 100, 101, 102, 105, 161
— verwitterung 87
Lava 70
Lebewelt 7
Lehmboden 23, 76, 77, 105, 142, 147, 152
Leitfähigkeit, kapillare, s. a. Boden
Leuzit 30, 60, 61, 66
Liasboden 17
Licht 39, 146
Limonit 52, s. a. Brauneisenerz
Lithionglimmer 64
Lithosphäre 7, 8, 28
Lockerung
— des Bodens 37
— des Gesteins 38, 44
Löß, s. a. Lößboden 93, 94
Lößlehm 94
Luft — 5, 7, 8, 135, 188
— bewegung im Boden 131
— hülle 7
— temperatur 149
Lumbriciden, s. a. Regenwürmer

Magnesit 56
Magnesium 40, 172
— Bikarbonate des — s 40, 56
— eisenglimmer, s. a. Biotit
— Hydrokarbonate des — s 40
— — karbonate 56, 57
— — metasilikat 59
— — oxyd 66
— — sulfat 91, 92
Magneteisenstein, s. a. Magnetit
Magnetit 52
Magnetkies 54, 55
Mangan
— karbonat 57
— oxyd 54
Markasit 54, 55
Material
— bodenbildendes — 6, 7
— geologisches — 13
Melaphyr 58, 66
Mergel 21, 74
Metasilikate 58, 60
Mikroklin 62
Mikroorganismen 152, 188, 189, 190, 191
— aerobe — 47
— anaerobe — 47
Mineral 7, 30, 38, 67
— allothigene — 68
— authigene — 68
— assoziation 70
— boden, s. a. Boden
= humusarme — 174
= humusreiche — 174
= saurer — 173, 174
— bodenbildendes — 51
— neubildungen 31, 32
— welt 11
Mineralogie 13, 26
Mitteleuropa 9
Mo 121
Moder 49
— boden, s. a. Boden
Moment —
— geodynamisches 15
Moor — 56, 102, 108, 109
— bildung 48
— boden, s. a. Boden
— Flach — 109
— Grünlands — 109
— Hoch — 110
— Niederungs — 109
— Quell — 110
— Wiesen — 109
— Verlandungs — 109, 110
Moos 44, 45, 90, 108, 116
Mull 49
Muschelkalk 21
— boden 17
Muscovit 64, s. a. Kaliglimmer
Muttergestein 10, 12, 22, 76, 77, 85, 86, 88, 90, 97, 104, 105, 107

Nährstoffauszüge des Bodens, s. a. Boden
Nathrolit 64
Natrium 66, 172
— azetat 176
— chlorid 92

Natriumkarbonat 92, 93
— sulfat 92
Naturobjekt 12
Naturwissenschaft 25
— die Bodenlehre als angewandte — 11
— liche Disziplin 12
Nephelin 30, 60, 61
Neubaueranalyse 166
Neutralsalz 173, 175
— zersetzung 175
Niederschläge 35, 79, 84, 88, 94, 96, 97, 99, 141
Niederungsmoor, s. a. Moor
Nitratbakterien 185
Nitrifikation 185, 192
Nitritbakterien 185
nival, s. a. Klima
Nucleïnphosphorsäure 162

Oberboden 100
Oberfläche des Bodens
— äußere — 129
— Gesamt — 129
— innere — 129
Oberflächenverwitterung 8
Obergrund 37, 177
Obsidian 70
Ocker 52
Oligoklas 62
Olivin 58, 65
— feldspatfreie — Gesteine 30
Opal 54
Organismen 7, 8, 20, 74, 108
— aerobe 47
— anaerobe 47
Orthoklas 61, 62, 63
— kaliarmer — 63
— kalireicher — 63
Orthosilikate 58, 60
Ortsböden, s. a. Böden
Ortstein 98, 177
— boden, s. a. Boden
— profil 98, 99
Oxalsäure 174
Oxydation 48
Ozon 89

Palaeontologie 18, 19, 22
Pedologie 11
Peridotit 30, 71
Permutit 33, 168, 169, 179
— säure 179
Petrographie 13, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 25, 37
Petroleum 74
Pflanzen
— analyse 166
— arten 45
— chemische Beschaffenheit der — 11
— leben 8
— nährstoffe 5
— standort 11, 13
— welt 11, 14
— wurzel 44, 45
Pflugsohle 131
Phase der Gesteinswandlung 14
Phonolit 66
Phosphat 55
Phosphorit 56, 74
Phosphorsäure 56, 162, 163, 164, 172, 186
Phyllit 75
Physik 13
Phytinphosphorsäure 162
Pilze 175
Plagioklas 61, 62, 63
Podsolboden, s. a. Boden
podosolierte Böden, s. a. Boden
Polarsturm 91
Porenvolumen, s. a. Hohlraumvolumen 116, 131
Porosität 124
Porphyr 75
porphyrisch 70, 76
Porphyrit 77
Primitivböden, s. a. Boden
Propylitisierung 30
Pufferungsvermögen, s. a. Boden
Pyrit 54, 55
Pyroxen 58, 59, 60
Pyroxenit 71

Quarz 41, 53, 54, 77, 133, 159
— porphyr 77
— sand 181
Quarzit 75
— kristallinischer 75
Quellbarkeit 128
Quellmoor, s. a. Moor
Quellungsvorgang 127

Randböden 106
Randroterden 100, s. a. Roterden
Raseneisenerz 52
Reaktion des Bodens, s. a. Boden

Regen 89, 94
— faktor 85, 86
— tropfen 130
— wurm 46, 191, 192
Rendzina, 90, s. a. Boden
Riebeckit 59
Rohböden, s. a. Boden
Rohhumus 49, 110, 177, 178
— boden 84, s. a. Boden
Roteisenerz, s. a. Haematit 52
Roterde 84, 85, 95, 100, 106, 134
— Karst — 100
— Mediterran — 100
— Mittelmeer — 101
— Rand — 100
— subtropische — 100

Salit 59
Salpeter 51, 184
— bakterien 185
— säure 47, 55, 56, 172
salpetrige Säure 40
Salz —
— ausblühungen, s. a. Ausblühungen 91
— böden, s. a. Boden
— lösungen 130, 137
— physiologisch saure — e, 178
— säure 172
— saure — e des Bodens 174
— säureauszug des Bodens, s. a. Boden
Sanidin 62
Sand 3, 21, 121, 123, 142, 147, 152
— boden 18, 23, 76, 97, s. a. Boden
— gestein 74, 99
— stein 9, 21, 49, 53, 74, 75, 76
Sauerstoff 40, 43, 47, 188, 189
Saussurit 30
Säure
— anorganische 175
— organische 174
Savannenböden, s. a. Böden
Schichtgesteine, s. a. Sedimentgesteine
Schiefer
— kristalline 53, 54, 68, 69, 73, 74, 77
Schlämmanalyse 120, 123
Schlämmethode 120, 121
Schlamm 121
Schlickböden, s. a. Boden
Schluff 121
Schnee 10, 91, 130
Schotter 74
Schuttböden, s. a. Boden
Schutzwirkung des Humus 49, 95
Schwarzalkaliböden 93, s. a. Boden
Schwarzbrache 189
Schwarzerde 84, 85, 94, 95, s. a. Boden, Tschernosem
Schwefel —
— bakterien 185
— eisen 55
— kies 54
— säure 48, 172, 175
— wasserstoff 48
Schwemmboden, s. a. Boden
Schwemmlandboden, s. a. Boden
Schwermetalle 172
Sediment 122
— aeolisches — 73
— chemisches — 73, 74
— fluviatiles — 73
— glaziales — 73
— mechanisches — 73, 74
— organisches — 73, 74
Sedimentgesteine 19, 20, 21, 24, 53, 68, 73, 74, 75, 76, 77, 80, s. a. Schichtgesteine
Sedimentierverfahren 120
Senkwasser, s. a. Wasser
semiarid, s. a. Klima
semihumid, s. a. Klima
Serizit
— schiefer 75
— isierung 30
Serpentin 58
— isierung 102
Siallit 102
— isierung 102
Sickerwasser, s. a. Wasser
Siedesteine, s. a. Zeolithe
Silikat 41, 159, 173
— aluminiumhaltiges — 42, 53
— Alumo — 58
— feldspatführendes — 53
— gestein 41, 70, 71
= magnesiareiches — 30
— Hydro — 57
— kolloides 168
— Meta — 58, 60
— Ortho — 57, 60
— tonerdereiches — 53
— zeolithisches — 180
Silizide 57, 58
Silizium
— dioxyd 54
— oxyd 52

Sickerwasser, s. a. Wasser
Sodalith 30
Sol 43, 97
Spaltenfrost 39
Spaltpilze 185, 188, 191
Spaltung, hydrolytische 43
Spateisenstein, s. a. Eisenkarbonat
Spinne 45
Sproßpilze 188, 191
Spülverfahren 120
Standort der Pflanze 13
Staub 121
Steighöhe 140
Steinsalz 40, 74
Stickstoff 47, 165, 172
— bindung 186
Stratigraphie 18, 19, 22
Strontiumkarbonat 57
Sulfate 54, 175
Sulfide 54
Sumpferz 52
Syenit 77
Szikböden, s. a. Boden

Tätigkeit
— pneumatohydatogene — 30
— pneumatolytische — 30
— postvulkanische — 30
Talkbildung 30
Tau 89
Technologie des Bodens 25
Temperatur 8, 35, 79, 80
— des Bodens, s. a. Boden 84, 86, 92, 97, 99, 106
Tensi-Eudiometer 33
Termiten 45
Tiefengestein 70
Tiefenzersetzung 33
Tier 12, 46, 49, 130
— leben 8
— reste 5
Ton 3, 21, 31, 33, 43, 60, 62, 65, 86, 88, 94, 95, 102, 121, 123, 127, 133, 139, 144, 147, 152, 159, 165, 173, 182
— bildung 30
— boden, s. a. Boden 22, 49, 76, 77, 109
— erde 42, 53, 158, 159, 161, 169, 172, 175
= — hydrat 53
= — silikat 43
— gestein 74, 76
— Muttersubstanz des — s, 62
— schiefer 74
Tonverwitterung 87
Torf 56, 109
— bildner 109
— boden 22, 49, 109, s. a. Boden
= Flachmoor — 49, 107, 109
= Hochmoor — 49
— Trocken — 110
Transport des Gesteinsmaterials 14, 27, 39
Tremolit 59
Triorthokieselsäure 61
Trockenböden 79, 82, s. a. Klima
Trockentorf, s. a. Torf
Tropen, s. a. Klima
Trophospäre 7
Trümmergesteine 68, 69
Tschernosem 94, s. a. Schwarzerde
Turgordruck 118
Turmalin 66

Ultraviolette Strahlen 39
Umbildung des Gesteins 14
Umlagerung 14
Unbenutzbarkeit des Bodens, s. a. Boden
Unterboden 100
Untergrund 39, 177
Untersuchung
— des Bodens 2
— smethode, ontologische, 15
Urgestein 90

Vegetation 10
— sfaktor 112, 117, 155, 183
Verbreitung des Bodens 13
Verdunstung 35, 78, 84, 85, 91, 94, 96, 106, 136, 147, 150, 153, 189
Verlandungsmoor, s. a. Moor
Verschlämmen 131
Versteinerung 19, 20
Verwesung 46, 47
Verwitterung — 6, 9, 11, 22, **27—54**, 56, 83, 118, 178, 194
— Abhängigkeit der — vom Klima 78—103
— Agentien der — 30, 48
— atmosphärische — 50
— Beteiligung der Tierwelt an der — 45
— biologische — 34, 38, 44
— böden, s. a. Boden
— chemische — 34, 38, 39, 44, 50, 88, 90, 91, 94, 95, 102
— Detail — 91
— — erscheinung 9
— faktor 36, 85, 175

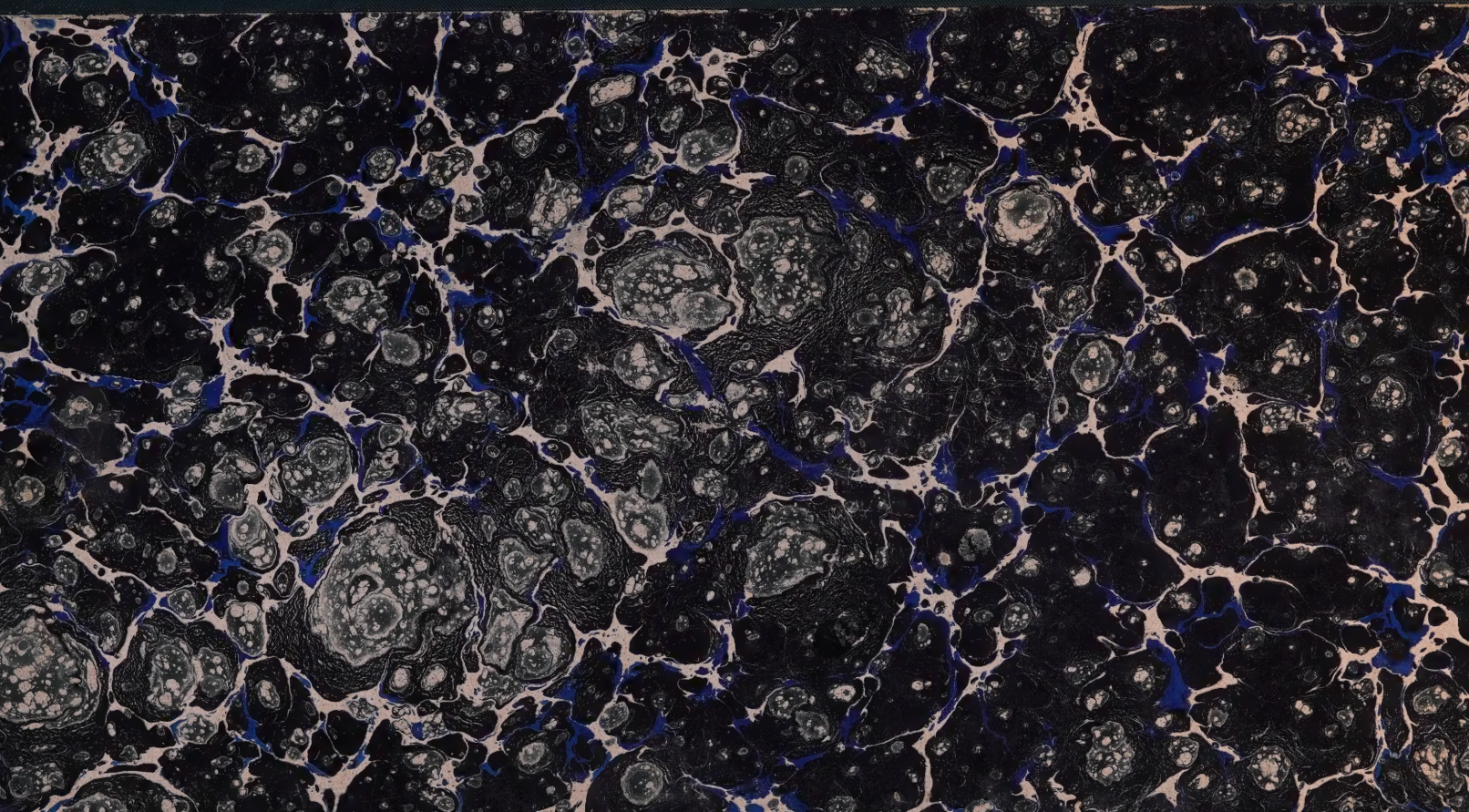
Verwitterung — Feldspat — 64
— — grad 76, 77, 175
— Großformen der — 49
— komplizierte — 43, 50
— — lehre 15, 23, 24
— — lösungen 73, 74
— Oberflächen — 8, 31, 50
— organische — 44, 49, 91
— physikalische — 34, 38, 39, 44, 90, 91, 102
— sprodukt 8, 24, 32, 42
— srinde 5, 91
— srückstand 73, 74
— saekulare — 8, 31
— schicht 4
— — silikat A 164, 178
— — silikat B 164
— Tiefen — 31
— Wollsack — 75
— zonen 8
Vivianit 55, 56
Volumgewicht 132

Wachstumsfaktor 116, 183
Wärme 78, 135
— abgabe 39, 147
— adsorption 145, 150
— aufnahme 49
— emission 147, 150
— leitung 39, 147, 150
— spezifische — 146, 150
= — der Gesteine 39
— wüste 92
Wald —
— bau 106
— boden, s. a. Boden
— moor, s. a. Moor
Wasser 5, 7, 8, 10, 30, 32, 39, 41, 43, 47, 54, 88, 107, 130, 135
— abgabe 152
— Benetzungs — 125, 138
Wasser, Bewegung im Boden 81, 96, 131, 138
— Fassungsvermögen 127, 132, 138, 141, 192
— führung 141, 143
— hydrolytische Tätigkeit des — s, 41, 43, 45
— hygroskopisches — 126, 127, 135, 138
— kapazität 127, 132, 138, 139, 141, 142, 143, 144, 147, 152, 156
— kapillar — 125, 136, 138, 144, s. a. Haftwasser
— kohlensäurehaltiges — 54, 56, 166
— leitungsvermögen 141
— Meer — 172
— Senk — 136, 137, 144
— Sicker — 137, 143, 151
— Sink — 136, 137
Wasserstoffionenkonzentration 175, 180, 181, 182
Weißalkaliböden, s. a. Boden
Wiesenerz 52
Wiesenmoor, s. a. Moor
Wind 84, 107, 130, 152
Wirkungsfaktor 116
Wissenschaft 11, 17, 25
— die Bodenkunde als — 11
Witterung 11
Wollastonit 58, 59
Wollsackverwitterung 75
Wüstenböden 88, 89, 90, s. a. Boden

Zementationszone 8
Zeolith 31, 61, 64, 66, 168, s. a. zeolithische Substanzen des Bodens
— artige Körper 43, 178, 181, s. a. Siedesteine
— isierung 30
— kristallisierte — e 168, 170
Zerfall, mechanischer 31
Zersetzungsvorgang 6, 29, 30, 31
Zerstörung der Gesteine 15
Zonengliederung 20
Zwischeneiszeit 94

225190
Agric.
Soil.
H.
Author Haselhoff, Emil and Blanck, Edwin (eds.)
Title [Lehrbuch der] Agrikulturchemie. Pt. 3.

University of Toronto
Library

DO NOT
REMOVE
THE
CARD
FROM
THIS
POCKET

Acme Library Card Pocket
Under Pat. "Ref. Index File"
Made by LIBRARY BUREAU